



**Universidad Nacional Mayor de San Marcos**

**Universidad del Perú. Decana de América**

Dirección General de Estudios de Posgrado  
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y  
Geográfica  
Unidad de Posgrado

**Identificación y cuantificación de estructuras oceánicas  
de mesoescala en el sistema de afloramiento peruano a  
través de sensores remotos**

**TESIS**

Para optar el Grado Académico de Magíster en Ciencias  
Ambientales con mención en Gestión y Ordenamiento Ambiental  
del Territorio

**AUTOR**

Carlos Jorge PAULINO ROJAS

**ASESOR**

Carlos Francisco CABRERA CARRANZA

Lima, Perú

2017



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

## Referencia bibliográfica

---

Paulino, C. (2017). *Identificación y cuantificación de estructuras oceánicas de mesoescala en el sistema de afloramiento peruano a través de sensores remotos*. [Tesis de maestría, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, Unidad de Posgrado]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.

---

UNIDAD DE POSGRADO

«Año del buen servicio al ciudadano»

13(R)  
94  
ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS

SUSTENTACIÓN PÚBLICA

En la Universidad Nacional Mayor de San Marcos – Lima, a los veintiocho días del mes de junio del 2017, siendo las 17:00 horas, se reúnen los suscritos miembros del JURADO EXAMINADOR DE TESIS, nombrado mediante Dictamen N.º 383/UPG-FIGMMG/2017 del 24 de junio del 2017, con la finalidad de evaluar la sustentación oral de la siguiente tesis:

TÍTULO

«IDENTIFICACIÓN Y CUANTIFICACIÓN DE ESTRUCTURAS OCEÁNICAS DE MESOESCALA EN EL SISTEMA DE AFLORAMIENTO PERUANO A TRAVÉS DE SENSORES REMOTOS»

Que, presenta el Bach. CARLOS JORGE PAULINO ROJAS, para optar el GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS AMBIENTALES CON MENCIÓN EN GESTIÓN Y ORDENAMIENTO AMBIENTAL DEL TERRITORIO.

El secretario del Jurado Examinador de la Tesis, analiza el expediente 03355-FIGMMG-2012 del 26 de abril del 2012, en el marco legal y Estatutario de la Ley Universitaria, acreditando que tiene todos los documentos y cumplió con las etapas del trámite según el «Reglamento de los Estudios de Maestría».

Luego de la Sustentación de la Tesis, los miembros del Jurado Examinador procedieron a aplicar la escala descrita en el Art. 61 del precitado Reglamento, correspondiéndole al graduando la siguiente calificación:

Muy bueno (18)

Habiendo sido aprobada la sustentación de la Tesis, el Presidente recomienda a la Facultad se le otorgue el GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS AMBIENTALES CON MENCIÓN EN GESTIÓN Y ORDENAMIENTO AMBIENTAL DEL TERRITORIO al Bach. CARLOS JORGE PAULINO ROJAS.

Siendo las 18:00 horas, se dio por concluido al acto académico

DR. MARCO ANTONIO ESPINO SÁNCHEZ  
Presidente

MG. WALTER APARICIO ARÉVALO GÓMEZ  
Secretario

MG. SANTIAGO MAYOR PASTOR  
Miembro

MG. DANIEL QUISPE RAMOS  
Miembro

DR. CARLOS FRANCISCO CABRERA CARRANZA  
Asesor



## DEDICATORIA

A Dios por darme la fortaleza y el valor  
para seguir avanzando.

A mis padres, porque siempre estuvieron  
brindándome su apoyo, por sus consejos y  
por su ejemplo de vida

A mi Esposa por su confianza y apoyo, por  
su permanente palabra de aliento.

A mis amados tesoros Camila y Adrian,  
porque ellos son mi fuente de motivación  
para poder superarme cada día.

## AGRADECIMIENTOS

*A mi asesor, Dr. Carlos Cabrera Carranza, por todo su apoyo durante mis estudios de la maestría, por sus enseñanzas y la orientación en la realización de la presente investigación.*

*Al Dr. Herve Demarcq del Institute of Research for Development – IRD, por todos sus conocimientos, orientaciones, su paciencia y su motivación que han sido fundamentales en el desarrollo de esta tesis y en mi formación como investigador.*

## ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA .....	iii
AGRADECIMIENTOS .....	iv
ÍNDICE GENERAL.....	v
LISTA DE CUADROS.....	viii
LISTA DE FIGURAS .....	ix
RESUMEN.....	xii
ABSTRACT .....	xiii
 <b>CAPITULO 1</b> .....	 1
INTRODUCCIÓN .....	1
1.1 Situación problemática .....	1
1.2 Formulación del problema.....	3
1.3 Justificación teórica .....	4
1.4 Justificación practica .....	5
1.5 Objetivos .....	6
1.5.1 Objetivo general .....	6
1.5.2 Objetivos específicos.....	6
 <b>CAPITULO 2</b> .....	 8
MARCO TEÓRICO .....	8
2.1 Marco filosófico o epistemológico de la investigación .....	8
2.2 Antecedentes de la investigación .....	8
2.3 Bases Teóricas .....	11
2.3.1 Características del mar peruano.....	12
2.3.1.1 Corrientes marinas.....	12
2.3.1.2 Masas de agua.....	13
2.3.1.3 Temperatura superficial de mar.....	14
2.3.1.4 Productividad marina.....	15
2.3.1.5 Afloramiento costero.....	16

2.3.1.6 Vientos.....	17
2.3.1.7 Pesquería .....	18
2.3.2 Principios de teledetección .....	18
2.3.2.1 Componentes de Teledetección .....	18
2.3.2.2 El Espectro Electromagnético .....	19
2.3.2.3 Sensores Remotos .....	20
2.3.3 Estructuras Oceánicas de Mesoescala .....	22
2.3.3.1 La Mesoescala .....	22
2.3.3.2 El Afloramiento .....	24
2.3.3.3 Frentes térmicos oceánicos .....	26
2.3.3.4 Remolinos .....	27
2.3.3.5 Filamentos.....	28
<b>CAPÍTULO 3.....</b>	<b>29</b>
<b>METODOLOGÍA.....</b>	<b>29</b>
3.1 Hipótesis General .....	29
3.2 Hipótesis Específicas .....	29
3.3 Identificación de variables.....	30
3.4 Operacionalización de variables .....	30
3.5 Matriz de consistencia .....	30
3.6 Tipo y diseño de investigación .....	32
3.7 Unidad de análisis .....	33
3.8 Población de estudio.....	34
3.9 Tamaño de muestra .....	34
3.10 Selección de muestra .....	34
3.11 Técnicas de recolección de datos .....	36
3.12 Análisis e interpretación de la información.....	36
3.13 Método de detección de frentes oceánicos.....	38
3.14 Método de detección de gradientes térmicos .....	46
3.15 Proceso de detección de estructuras oceánicas.....	48
3.15.1 Mejoramiento de imágenes de TSM .....	48
3.15.2 Detección de gradientes térmicos .....	48
3.15.3 Detección de frentes oceánicos.....	49
3.15.4 Relación entre la detección de frentes y gradientes. ....	51

3.15.5 Clasificación de tipo de frentes por intensidad de gradientes. ....	52
3.15.6 Variabilidad interanual de frentes, gradientes y clases de frentes. ....	52
<b>Capítulo IV</b> .....	53
Resultados y Discusión .....	53
4.1 Diferencias entre calidades de imágenes de TSM.....	53
4.2 Climatología de la temperatura superficial del mar peruano. ....	56
4.3 Detección de frentes sin mejoramiento de la imagen de TSM.....	57
4.4 Proceso de mejoramiento de imágenes de TSM. ....	60
4.5 Detección de gradientes térmicos.....	61
4.6 Detección de frentes oceánicos .....	65
4.7 Relación de frentes oceánicos e intensidad de gradientes. ....	69
4.7.1 Eficiencia de detección de frentes.....	72
4.7.2 Validación de la relación de frentes-gradientes.....	74
4.8 Clasificación de frentes del mar peruano .....	76
4.9 Densidad de frentes por clase.....	80
4.10 Variabilidad interanual de frentes, gradientes y clases de frentes .....	85
4.10.1 Variabilidad interanual de gradientes térmicos. ....	85
4.10.2 Variabilidad interanual de frentes oceánicos.....	86
4.10.3 Variabilidad interanual de clases de frentes .....	88
<b>Capítulo V</b> .....	90
Conclusiones.....	90
Referencias Bibliograficas .....	93

## LISTA DE CUADROS

<i>Cuadro 1.</i> Extensión espacial y temporal de estructuras oceánicas de mesoescala .....	24
<i>Cuadro 2.</i> Variables e indicadores .....	30
<i>Cuadro 3.</i> Matriz de consistencia .....	31
<i>Cuadro 4.</i> Longitud de onda de las bandas del sensor Modis-Aqua empleadas en el cálculo de la temperatura superficial del mar .....	35
<i>Cuadro 5.</i> Caso de una mezcla compuesta de dos poblaciones de masas de agua separadas de tamaño desigual en una imagen .....	43
<i>Cuadro 6.</i> Número de frentes detectados por diferentes valores de dilatación de gradientes y porcentaje de clases de frentes .....	73
<i>Cuadro 7.</i> Porcentaje por clases de frentes de la relación validada de frentes - gradientes .....	75

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Sistema peruano de corrientes y masas de agua	13
Figura 2. Climatología mensual de la TSM de marzo, junio, setiembre y diciembre del 2003-2013, sensor Modis-Aqua	14
Figura 3. Imagen de concentración de clorofila-a anual del 2013, del sensor Modis-Aqua	15
Figura 4. Mapa de ubicación de las principales zonas de afloramiento costero del Perú	17
Figura 5. Componentes de la Teledetección	20
Figura 6. El Espectro Electromagnético	20
Figura 7. Satélite pasivo	21
Figura 8. Satélite activo	21
Figura 9. Escalas espacio temporal de los procesos oceánicos	23
Figura 10. Sistemas de afloramiento de borde oriental. 2002-2007 Modis.	25
Figura 11. Imagen descriptiva sobre la ocurrencia de un frente	27
Figura 12. Imagen de TSM del 14 abril 2010 de 4km de resolución espacial, sensor Modis-Aqua	36
Figura 13. Ejemplo de histograma bimodal (izquierda) y unimodal (derecha) presentes en imágenes de temperatura superficial del mar	39
Figura 14. Señal de borde en intensidad	47
Figura 15. Gradientes térmicos del mar a partir de imágenes de TSM	49
Figura 16. Frentes térmicos detectados sobre imagen de TSM	50
Figura 17. Detección de frentes oceánicos en relación a intensidad de gradientes térmicos	51
Figura 18. Tipos de calidades de TSM de acuerdo a la máscara de nubes	

(a, b y c), detección de frentes sobre calidades de TSM (d, e y f)	54
Figura 19. Climatología mensual del número de observaciones TSM disponible por pixel	55
Figura 20. Climatología mensual de la temperatura superficial de mar del sensor Modis-Aqua para el periodo 2003-2015	56
Figura 21. Detección de frentes por métodos smooth, gaussian y median (línea de color negro) con kernel 5 para ventanas de 16, 24 y 32 pixeles sobre una imagen de TSM	59
Figura 22. Aplicación del mejoramiento o suavizado (smoothing) de pixeles de TSM, TSM sin suavizado (superior) y TSM con suavizado (inferior)	60
Figura 23. Intensidades de gradiente, a) $>0.02^{\circ}\text{CKm}^{-1}$ , b) $>0.04^{\circ}\text{CKm}^{-1}$ , c) $>0.06^{\circ}\text{CKm}^{-1}$ , d) $>0.08^{\circ}\text{CKm}^{-1}$ , e) $>0.10^{\circ}\text{CKm}^{-1}$ , f) $>0.12^{\circ}\text{CKm}^{-1}$	62
Figura 24. Imágenes de gradientes térmicos diarios (superior) y mensuales (inferior) calculados a partir de TSM, las líneas de azul representa la intensidad de gradientes	63
Figura 25. Detección de frentes para tamaños de ventanas de 16 y 24 pixeles, usando una convolución condicional con kernel mixto de 5-7 en función de la intensidad del gradiente	66
Figura 26. Porcentaje de ocurrencia de frentes mensual durante el periodo 2003-2015	68
Figura 27. Proceso de detección de frentes asociados a intensidad de gradientes	70
Figura 28. Ejemplo de falsa detección de frentes y gradientes	71
Figura 29. Histograma de eficiencia de detección de frentes asociados a 3 umbrales de gradientes (0.007, 0.023 y $0.042^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ )	72
Figura 30. Correlación lineal de la eficiencia de detección de frentes por intensidad de gradientes	74
Figura 31. Histograma de validación de frentes asociados a 3 umbrales de gradientes (0.007, 0.023 y $0.042^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ )	75
Figura 32. Correlación lineal de la validación de frentes por intensidad de gradientes	76
Figura 33. Clasificación de frentes en cuatro tipos de clases, clase 1 (celeste), clase 2 (marrón), clase 3 (amarillo) y clase 4 (rojo) definido por 3 umbrales de gradientes (0.007, 0.023 y $0.042^{\circ}\text{CKm}^{-1}$ )	77



Figura 34. Mapas mensuales de clasificación de frentes en cuatro tipos de clases para el año 2003 .....	79
<i>Figura 35.</i> Cálculo de la densidad de frentes para las clases 2, 3 y 4 del mes de abril 2003 .....	80
<i>Figura 36.</i> Mapas mensuales de densidad de frentes de la clase 2 para el periodo 2003-2015 .....	82
<i>Figura 37.</i> Mapas mensuales de densidad de frentes de la clase 3 para el periodo 2003-2015 .....	83
<i>Figura 38.</i> Mapas mensuales de densidad de frentes de la clase 4 para el periodo 2003-2015 .....	84
<i>Figura 39.</i> Diagrama de Hovmoller de la variabilidad anual de ocurrencia de gradientes térmicos desde la costa hasta las 100 mn, del 2003 al 2015 .....	85
Figura 40. Diagrama de Hovmoller de la variabilidad anual de ocurrencia de gradientes térmicos desde las 100 mn hasta 200 mn, del 2003 al 2015 .....	86
<i>Figura 41.</i> Diagrama de Hovmoller de la variabilidad anual de ocurrencia de frentes desde la costa hasta las 100 mn, del 2003 al 2015 .....	87
<i>Figura 42.</i> Diagrama de Hovmoller de la variabilidad anual de ocurrencia de frentes desde las 100 mn hasta 200 mn, del 2003 al 2015 .....	87
<i>Figura 43.</i> Diagrama de Hovmoller de la variabilidad anual por clases de frentes (2, 3 y 4) según intensidad de gradientes, desde la costa hasta las 100 millas náuticas .....	88
<i>Figura 44.</i> Diagrama de Hovmoller de la variabilidad anual por clases de frentes (2, 3 y 4) según intensidad de gradientes, desde las 100 mn hasta las 200 mn .....	89

## RESUMEN

En esta tesis se utilizaron imágenes satelitales de temperatura superficial del mar (TSM) del sensor Modis-Aqua para identificar y caracterizar la ocurrencia de frentes oceánicos en el sistema de afloramiento marino peruano, del 2003 al 2015.

Se calcularon los frentes con el algoritmo SIED de Cayula-Cornillon y gradientes térmicos con el operador de Sobel. Se usó un tamaño de ventana de 16x16 píxeles y un kernel mixto de 5-7 píxeles, porque cuantitativa y cualitativamente permite mayor detección de frentes y bordes continuos tanto en zonas costeras de afloramiento como en la región oceánica.

Se elaboró histogramas de eficiencia de detección de frentes oceánicos, a partir del número total de píxeles de frentes y gradientes, ambos asociados a 100 clases de gradientes, obteniéndose 3 umbrales de gradientes para realizar una clasificación de frentes; clase 1 ( $<0.007^{\circ}\text{CKm}^{-1}$ ), clase 2 (de  $0.007$  a  $0.023^{\circ}\text{CKm}^{-1}$ ), clase 3 (de  $0.024$  a  $0.042^{\circ}\text{CKm}^{-1}$ ) y clase 4 ( $>0.042^{\circ}\text{CKm}^{-1}$ ).

Los frentes oceánicos de clase 3 y 4 están relacionados a alta intensidad de gradiente y se localizan en la región de afloramiento costero, mientras que la clase 1 y 2 están asociados a gradientes de baja intensidad y localizados en la región oceánica.

Se encontró una correlación positiva en términos de eficiencia de detección de frentes oceánicos, con un coeficiente de correlación lineal de 0,9748, lo cual demuestra un alto grado de relación lineal entre el número de píxeles de frentes y el número de píxeles de gradiente usando una dilatación de 2 píxeles para ambas variables. Asimismo, se determinó que existe una correlación positiva con un coeficiente de correlación lineal de 0,9812 entre la detección de frentes y su gradiente asociado, usando una dilatación de 2 píxeles para los frentes y 6 píxeles para los gradientes, confirmando las cuatro clases de frentes oceánicos propuestos de acuerdo a los umbrales de gradientes.

Los frentes oceánicos y gradientes térmicos presentaron un patrón de distribución estacional recurrente en el sistema de afloramiento marino peruano. Se propone tres zonas con características cuantitativas propias de acuerdo a la localización de las clases de frentes: i) frentes de afloramiento de clase 4, ii) frentes costeros-oceánicos de clase 3 y iii) frentes oceánicos de clase 1 y 2.

**Palabras clave:** TSM, frentes, gradientes térmicos, mar peruano.

## ABSTRACT

In this thesis, satellite images of sea surface temperature (SST) of the Modis-Aqua sensor were used to identify and characterize the occurrence of oceanic fronts in the Peruvian upwelling system from 2003 to 2015.

The fronts were calculated with the SIED algorithm of Cayula-Cornillon and thermal gradients with the Sobel operator. A window size of 16x16 pixels and a mixed kernel of 5-7 pixels was used, because quantitatively and qualitatively it allows greater detection of fronts and continuous edges in both upwelling coastal areas and in the oceanic region.

Efficiency histograms were developed for the detection of ocean fronts, based on the total number of fronts and gradients pixels, both associated to 100 gradient classes, obtaining 3 gradient thresholds for a classification of fronts; Class 1 ( $<0.007^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ), class 2 (from 0.007 to  $0.023^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ), class 3 (from 0.024 to  $0.042^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ) and class 4 ( $> 0.042^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ).

The ocean fronts of class 3 and 4 are related to high gradient intensity and are located in the coastal offshore region, while class 1 and 2 are associated with low intensity gradients and located in the oceanic region.

A positive correlation was found in terms of oceanfront detection efficiency, with a linear correlation coefficient of 0.9748, which demonstrates a high degree of linear relationship between the number of fronts pixels and the number of gradient pixels using A dilation of 2 pixels for both variables. Likewise, a positive correlation was found with a linear correlation coefficient of 0.9812 between the detection of fronts and their associated gradient, using a 2-pixel expansion for the fronts and 6 pixels for the gradients, confirming the four classes of Ocean fronts proposed according to the thresholds of gradients.

Oceanic fronts and thermal gradients presented a pattern of recurrent seasonal distribution in the Peruvian upwelling system. Three areas with their own quantitative characteristics are proposed according to the location of the class of fronts: (i) Class 4 upwelling fronts, (ii) Class 3 ocean-fronts, and (iii) Class 1 and 2 ocean fronts.

**Keywords:** SST, fronts, thermal gradients, Peruvian sea.

## **CAPITULO 1**

### **INTRODUCCIÓN**

#### **1.1 Situación problemática**

Los ecosistemas marinos están sometidos a procesos de circulación a escalas zonales, regionales y globales. El monitoreo de estos procesos a diferentes escalas espaciales solo pueden ser observable y descriptible permanentemente a través de sensores remotos a bordo de plataformas satelitales. Por tanto, solo a través de las imágenes satelitales es posible registrar e identificar a nivel de mesoescala la ocurrencia de las estructuras oceanográficas, las cuales están asociados a los procesos físicos que ocurren en el océano.

Las características físicas y biológicas que presentan las estructuras de mesoescala tanto a nivel superficial como en la columna de agua del mar juegan un papel importante en los ciclos de vida y distribución de las poblaciones bióticas del océano, tal como lo refiere Bakun (2006). Por lo tanto, las estructuras oceanográficas de mesoescala (afloramiento, remolinos, frentes oceánicos, gradientes térmicos, filamentos, etc.) son claves para la producción biológica debido a que inciden en las primeras fases del ciclo de vida de las poblaciones de peces, debido a ello es importante el estudio de las estructuras oceánicas de mesoescala.

El mar peruano se caracteriza por un afloramiento intenso y casi permanente durante todo el año, teniendo como resultado la mayor pesquería a nivel mundial de la anchoveta, la cual presenta una variabilidad espacio-temporal y

en múltiples escalas, como se registra en el estudio del comportamiento de los cardúmenes (Gutiérrez et al., 2007, Bertrand et al., 2008a). Asimismo, la distribución espacial de la anchoveta y la sardina es muy dependiente de la estructuración espacial de las masas de agua tal como lo refiere Swartzman et al. (2008).

Esto indica que los ecosistemas en general y la biodiversidad que albergan están regidos por los diferentes procesos físicos y biológicos a diferentes escalas espaciales, por eso es importante estudiar los cambios de los procesos físicos que ocurren en el mar, tanto en el origen, formación, evolución y variabilidad de las estructuras de mesoescala como frentes oceánicos, remolinos, filamentos, etc., como es el caso de esta investigación.

Para ello es necesario el procesamiento de largas series de tiempo de información satelital, que solo a través de técnicas de teledetección remota son perceptibles y posibles de ser analizadas en espacio y tiempo. El Sistema de Afloramiento Peruano (SAP), es una de las regiones poco estudiadas del océano mundial desde la temática del uso de información satelital de largos periodos, a esto se suma la alta nubosidad estacional que caracteriza al mar peruano, lo que dificulta la observación temporal continua de las estructuras oceanográficas de mesoescala.

A pesar de estas limitantes, la gran cantidad de información de datos de sensores remotos disponibles y en especial de imágenes satelitales de temperatura superficial de mar de diferentes resoluciones espaciales hacen posible investigar y describir la existencia de patrones de variabilidad de estructuras oceánicas de mesoescala para el sistema de afloramiento del mar peruano a diferentes escalas temporales, y cuyo conocimiento permitirá entender la distribución y concentración de los recursos marinos, tema de gran utilidad en pesquería y estudio del ecosistema marino.

## 1.2 Formulación del problema

El uso de la información de sensores remotos en el estudio del océano se ha incrementado exponencialmente durante los últimos 10 años, esto ha llevado al desarrollo de múltiples aplicaciones con el objetivo de realizar el permanente monitoreo en tiempo real para el estudio de eventos a diferentes escalas espaciales y temporales. Sin embargo, también es necesario el desarrollo de métodos y programas informáticos que ayuden a procesar la gran cantidad de información en el menor tiempo posible.

Las estructuras de mesoescala que son registradas por los sensores remotos requieren de técnicas avanzadas de procesamiento de imágenes satelitales con el objetivo de identificarlos y caracterizar su ocurrencia. Las primeras investigaciones en la detección casi automática de estas estructuras de mesoescala como los frentes oceánicos y gradientes térmicos se inician con el desarrollo del algoritmo Single Image Detection (SIED), elaborado por Cayula y Cornillon en 1992. Posteriormente se realizaron muchas mejoras y adaptaciones al algoritmo inicial que posteriormente fueron aplicadas en el estudio de otras regiones.

En tal sentido, es importante determinar si las variables o inputs que usa el algoritmo original son válidos para el SAP, para ello es necesario testear y buscar los valores de cada input para la óptima detección de los frentes oceánicos y demostrar cuantitativamente la validez de la detección a partir de la asociación o relación a los gradientes térmicos, teniendo en cuenta las condiciones oceanográficas que presenta el sistema de afloramiento peruano.

La óptima detección de los frentes oceánicos en una larga serie de tiempo permitirá conocer la variabilidad de la ocurrencia de frentes y la formación de otras estructuras conexas que han sido poco estudiadas, especialmente la influencia de los procesos oceanográficos de mesoescala en un contexto espacio temporal más amplio a través del uso de la tecnología satelital.

Por tal razón, y teniendo como base lo expuesto previamente se plantea el siguiente problema de investigación:

¿De qué manera la información de sensores remotos satelitales permite identificar y cuantificar la ocurrencia de estructuras oceánicas de mesoescala como los frentes oceánicos en el sistema de afloramiento peruano?

Como problemas específicos se plantea responder las siguientes interrogantes:

1. ¿Cuál es el valor del tamaño de ventana y kernel que debe usar el algoritmo SIED para la óptima detección e identificación de frentes oceánicos en el sistema de afloramiento peruano?
2. ¿Qué grado de correlación existe entre la ocurrencia de frentes oceánicos y la intensidad de gradientes térmicos en el sistema de afloramiento peruano?
3. ¿Cómo es la variabilidad interanual de la ocurrencia de frentes oceánicos y gradientes térmicos en el sistema de afloramiento peruano durante el periodo 2003 al 2015?

### 1.3 Justificación teórica

Este tema de investigación es importante porque genera conocimiento acerca de los procesos oceanográficos y eventos a gran escala que ocurren en el mar peruano y que han sido poco estudiados. Asimismo, la ocurrencia de frentes oceánicos podrían ser detectados en tiempo casi real a través del monitoreo con información satelital, teniendo en cuenta la alta disponibilidad de información satelital.

Los sistemas de afloramiento presentan características físicas comunes, como es la presencia de estructuras de mesoescala asociadas principalmente a los afloramientos de aguas. Estas estructuras están asociados a fuertes interfaces energéticas, según Bakun (2006) tales interfaces representan zonas donde la energía del sistema físico comienza de alguna manera a estar disponible para aumentar la energía trófica del sistema biológico. Por tanto, las estructuras de mesoescala son claves para el desarrollo biológico de especies en los océanos y de las poblaciones de peces, configurando de esta manera la importancia de su investigación.

Los frentes térmicos permite el enriquecimiento, retención y transporte de nutrientes, y su formación está asociada a procesos tales como el afloramiento, filamentos o la interacción entre diferentes masas de agua. Estas estructuras frontales influyen en los ecosistemas marinos en todos sus niveles, directamente o a través de efectos cascada en la cadena trófica. Los frentes térmicos es una importante característica oceanográfica que ha sido utilizado como indicadores de pesca. Diversas investigaciones demuestran cómo estas estructuras están relacionadas a la distribución y abundancia de pequeños pelágicos (Nieto et al., 2001) y grandes pelágicos (Podesta et al. 1993).

La importancia de los frentes en los procesos del ecosistema tal como afirma Bakun (2006), está referido a que la persistencia temporal de un frente puede estar asociado a una zona de convergencia y por lo tanto a la formación de agua de densidad intermedia que concentra partículas y forma regiones de alta productividad biológica.

#### 1.4 Justificación practica

Esta tesis permitirá una mejor comprensión de los patrones de variabilidad espacial de las estructuras de mesoescala asociados a la generación de



sistemas frontales y gradientes térmicos en el sistema de afloramiento del mar peruano.

Asimismo, es importante porque:

- Proporcionará una metodología validada que permita detectar la ocurrencia de frentes térmicos oceanográficos y gradientes térmicos asociados para una región específica.
- Proporcionará conocimiento y documentación científica para una mejor comprensión de la ocurrencia de estructuras oceanográficas de mesoescala posibles de ser estudiadas a partir de imágenes satelitales.
- Permitirá utilizar los resultados obtenidos como una variable en el análisis de la distribución espacio temporal de los recursos hidrobiológicos, sobre la productividad marina y otros procesos físicos, para una mejor comprensión del sistema de afloramiento peruano.

## 1.5 Objetivos

### 1.5.1 Objetivo general

Desarrollar un proceso metodológico para identificar y cuantificar las estructuras oceánicas de mesoescala en el sistema de afloramiento peruano, a partir de información obtenida de sensores remotos satelitales, durante el periodo 2003 al 2015.

### 1.5.2 Objetivos específicos

- Determinar el valor del tamaño de ventana y kernel que debe usar el algoritmo SIED para la óptima detección e identificación de frentes oceánicos en el sistema de afloramiento peruano.

- Determinar el grado de correlación de dependencia espacial entre la ocurrencia de frentes oceánicos y gradientes térmicos en términos de detección y validación.
- Describir la variabilidad espacial y temporal de la ocurrencia de frentes oceánicos y gradientes térmicos en el sistema de afloramiento peruano, durante el periodo 2003 al 2015.

## **CAPITULO 2**

### **MARCO TEÓRICO**

#### **2.1 Marco filosófico o epistemológico de la investigación**

Esta investigación se ejecutó a través de un diseño longitudinal de tendencia, empleándose el procedimiento de comparaciones y estudios correlacionales entre variables dependientes e independientes. Los mismos que estuvieron apoyados en métodos hipotético-deductivos reflexivos, asimismo, se utilizó el método cuantitativo y el cualitativo en la determinación de los umbrales mínimos en la relación entre la ocurrencia de frentes e intensidad de gradientes térmicos.

La información cuantitativa permitió demostrar la veracidad de los resultados obtenidos, los cuales están expresados en porcentajes, ocurrencia, densidad y persistencia de los gradientes térmicos y frentes oceánicos, etc. Los mismos que permitió caracterizar relaciones causales entre ambos tipos de información asociados a otros procesos que ocurren en el océano.

#### **2.2 Antecedentes de la investigación**

La costa peruana se caracteriza por un afloramiento intenso y casi permanente durante todo el año, teniendo como resultado la mayor pesquería de anchoveta a nivel mundial, la cual varía en espacio, tiempo y en múltiples

escalas, como se observa en el comportamiento de los cardúmenes (Gutiérrez et al., 2007; Bertrand et al., 2008a).

A pesar su extensión, tal como se observa desde el espacio (Carr, 2002), el afloramiento costero peruano es uno de los principales afloramientos del lado oriental, y aunque no es el sistema de mayor productividad primaria; sin embargo, cabe resaltar que su excepcional productividad pesquera según Bakun y Weeks (2008) se debe entre otros, a su ubicación latitudinal y al intenso afloramiento de aguas ricas en nutrientes orgánicos e inorgánicos.

Los sistemas de afloramiento en general presentan características físicas comunes, como la presencia de estructuras de mesoescala (frentes, gradientes térmicos, remolinos, filamentos, etc.).

Las estructuras oceánicas de mesoescala presentan una variabilidad espacio temporal a menudo asociada a la forma de la costa, a la batimetría y al viento local (Barbieri et al., 1995, Van Haren et al., 2004, Nieto 2009). Hormazábal et al., (2004) refirieron que pocas investigaciones han tratado las escalas espaciales y temporales asociadas a esas estructuras como a sus mecanismos de formación.

Los estudios de mesoescala para esta región han revelado la importancia que tiene esta escala en los procesos oceánicos. Algunos trabajos describen principalmente características morfológicas y de duración de las estructuras de mesoescala (Barbieri et al., 1995; Nieto, 2009).

Las estructuras oceánicas de mesoescala son posibles de ser detectados en el océano a partir de los datos radiométricos y altimétricos registrados por los sensores satelitales. Las primeras investigaciones sobre la dinámica de los océanos se realizaron utilizando información del sensor Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), los cuales están a bordo de la serie de satélites NOAA. Asimismo, también se han utilizado datos de concentración de clorofila-a superficial (SeaWiFS, MODIS), y de anomalía del nivel del mar (TOPEX/Poseidón) (Machu et al., 1999; Demarcq et al., 2003; Hormazábal et

al., 2004; Carr y Kearns, 2003). A partir del 2012 se cuenta con información del sensor VIIRS a bordo del satélite Suomi-NPP y próximamente con información de la serie de satélites JPSS que reemplazará a los NOAA, incrementando la información del océano.

Si bien, la cubierta nubosa es una condición atmosférica dependiente de la estación del año que limita la calidad y cantidad de datos sobre un área determinada en un tiempo determinado, la data de los sensores remotos es una fuente única de información para estudiar diferentes estructuras de mesoescala como remolinos, frentes y filamentos en el sistema de afloramiento del Perú a diferentes escalas espaciales.

El tema de investigación de frentes térmicos y estructuras oceanográficas ha sido aplicado en otras zonas costeras productivas como en los Ecosistemas de Afloramiento de Chile y Canarias (Nieto, 2009) a través del apoyo del Centre de Recherche Halieutique Méditerranéenne et Tropicale (CRH-UMR) del Instituto de Investigación Frances (Institut de Recherche pour le Développement, IRD). En este proyecto de investigación se determinó que las características físicas de mesoescala juegan un rol importante en la distribución del plancton y en los ciclos de vida de las poblaciones pelágicas. Asimismo, se estudió la variabilidad de las estructuras oceánicas asociada con otros parámetros del medio ambiente y sus posibles efectos sobre la distribución espacio temporal del fitoplancton en los Sistemas de Afloramiento Chileno y de Canarias.

De igual manera, se han desarrollado otros proyectos de investigación en los que se relaciona la ocurrencia de estructuras oceanográficas como frentes, remolinos, filamentos y los recursos pesqueros; como el Proyecto del Fondo de Desarrollo Ciencia y Tecnología de Chile - FONDECYT: "Estructura térmica superficial asociada a la distribución espacio-temporal de recursos pelágicos en la zona norte de Chile". Los principales resultados obtenidos fueron: análisis espacio-temporal de la temperatura superficial del mar observada con satélites NOAA; análisis de la distribución espacio-temporal de los recursos

anchoveta y sardina (1987-91); y asociaciones entre la temperatura superficial del mar y de los recursos anchoveta y sardina para el periodo 1992-1993.

Teniendo como base los estudios de las relaciones del recurso y el ambiente, en el año 2001, se realizó la investigación más zonal titulada “Prediction of probable fishing grounds in northern Chile from pelagic fisheries distributions and environmental conditions”, realizada por Yáñez et al. 2001. Entre los resultados de este estudio se demostró que la anchoveta fue encontrada en zonas de frentes, estas zonas fueron localizadas en la convergencia masas de aguas frías de afloramiento y aguas oceánicas cálidas.

Estos antecedentes demuestran que se han realizado progresivos esfuerzos en el tema de la detección de estructuras oceanográficas a diferentes escalas espacio temporales con una posterior aplicación en pesquería, sin embargo, en el Perú poco se ha estudiado acerca de la ocurrencia y caracterización de frentes y gradientes térmicos en el mar peruano y su influencia en el ecosistema.

## 2.3 Bases Teóricas

Las estructuras de mesoescala tales como frentes, gradientes, filamentos y remolinos, son complejas estructuras dinámicas que se forman en el océano, conocidas por ser determinantes en procesos como producción biológica, concentración y transporte (Levy, 2003), procesos conocidos como la “triada de Bakun” (Bakun, 1996).

El estudio de la ocurrencia de los frentes oceánicos y gradientes térmicos en el mar peruano permitirá entender las relaciones físicas y biológicas en el océano, y por eso es importante conocer las características oceanográficas

del mar peruano para entender la dinámica de los procesos que permiten tener una de las pesquerías más sostenibles del mundo.

### 2.3.1 Características del mar peruano

El área marina frente a la costa peruana presenta características muy particulares, originadas principalmente por el complejo sistema de corrientes superficiales y subsuperficiales, asociados a la variación zonal y temporal de los afloramientos costeros, los mismos que son favorecidos por la dirección y velocidad de los vientos alisios del sur. (Morón, 2000).

Con el propósito de una mejor comprensión de la dinámica del mar peruano, se describe a continuación las principales características y mecanismos que intervienen en el desarrollo de las estructuras oceanográficas de mesoescala.

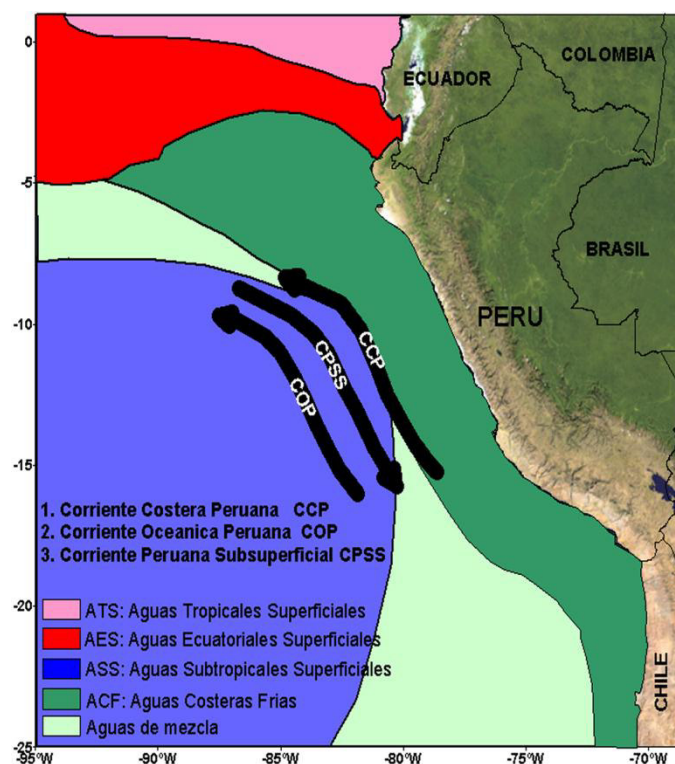
#### 2.3.1.1 *Corrientes marinas*

El sistema de circulación marina frente a la costa peruana es bastante complejo, integrado por corrientes marginales superficiales y subsuperficiales que soportan el afloramiento a lo largo de la costa (Morón, 2000).

Superficialmente se destaca la Corriente Peruana constituida por la Corriente Costera Peruana (CCP) y la Corriente Oceánica Peruana (COP), las mismas que se unen en la estación de invierno, mientras que en la capa Subsuperficial destacamos la Corriente Peruana Subsuperficial y la extensión sur de la Corriente de Cromwell. La CCP fluye entre la costa y los 78°W, con velocidad promedio de 5 a 15 cm/s, disminuyendo su intensidad a medida que avanza hacia el norte y a mayor profundidad; es más intensa entre abril y setiembre, cuando los vientos alisios del SE se intensifican (Morón, 2000).

La COP, es más intensa que la CCP, fluye hacia el norte al oeste de los 82°W, alcanzando 700 metros de profundidad; alrededor de los 10°S gira hacia el oeste. Entre julio y octubre forma un solo flujo con la CCP y está situada al

oeste de la línea de máxima acción del viento. Transporta un caudal de unos 8 millones de  $\text{m}^3/\text{s}$ . La sumatoria de los caudales de la CCP y la COP es la contribución de la Corriente Peruana a la Corriente Sur Ecuatorial (Morón, 2000).



*Figura 1. Sistema peruano de corrientes y masas de agua.*  
Fuente: Atlas Ambiental de Lima Metropolitana 2005. Adaptado de Morón 2000.

Entre la CCP y la COP fluye hacia el sur una contracorriente, a la que se denomina Corriente Peruana Subsuperficial (CPSS). Presenta velocidades ligeramente superiores a  $20\text{cm/s}$  frente a Punta Falsa, debilitándose en su avance hacia el sur. Esta contracorriente transporta agua de origen ecuatorial hacia el sur (Morón, 2000).

### *2.3.1.2 Masas de agua*

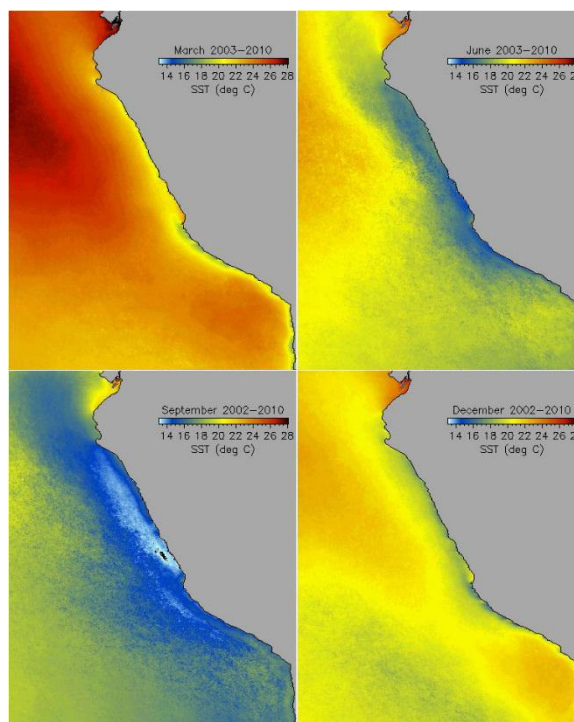
Las masas de agua se clasifican por su temperatura y salinidad, tomando el nombre de la región de origen o formación; las fluctuaciones latitudinales o longitudinales de estas masas de agua juegan un rol importantísimo, en la distribución de los recursos marinos (Morón, 2000).



La costa peruana por su situación geográfica, está influenciada por aguas saladas de la región subtropical, denominada Aguas Subtropicales Superficiales (ASS). Las masas de agua que caracterizan al mar peruano son las Aguas Costeras Frías (ACF), debido a su baja temperatura y alto contenido de nutrientes (Figura 1). También se presentan Aguas Ecuatoriales Superficiales (AES) y Aguas Tropicales Superficiales (ATS) de baja salinidad que provienen de la región ecuatorial y tropical (Morón, 2000).

### 2.3.1.3 Temperatura superficial de mar

La temperatura del océano es un factor que controla la distribución de organismos marinos, la densidad del agua de mar, provee un ambiente muy estable para la vida marina (Morón, 2000), asimismo, regula la temperatura atmosférica, figura 2.



*Figura 2. Climatología mensual de la temperatura superficial de marzo, junio, setiembre y diciembre del 2003-2013, sensor Modis-Aqua.  
Datos: <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov>, elaboración propia.*

La temperatura del mar presenta cambios estacionales, con valores altos en el verano y bajos durante invierno; en el verano las altas temperaturas que

se proyectan de norte a sur modifican la densidad y su distribución vertical. En invierno, el enfriamiento del mar es producto del intenso afloramiento costero y las corrientes de aguas frías que desplazan a las cálidas.

En febrero y marzo se registran las máximas temperaturas del año, alcanzando valores de 25°C y 26°C por fuera de las 150 mn y al norte de los 14°S; las temperaturas mínimas (17°C a 18°C) se ubican en el lado costero al sur de los 14°S, originándose un fuerte gradiente térmico con aguas cálidas adyacentes. Las temperaturas más bajas se registran principalmente en agosto y setiembre, debido a la intensificación de los vientos y del afloramiento costero (Morón, 2000).

#### 2.3.1.4 Productividad marina

El mar peruano es un área de fuerte surgencia o afloramiento de agua fría costera que la hace altamente productiva. Sin embargo, en los últimos años la extensión de estas masas de agua cambian considerablemente y hasta pueden desaparecer por completo durante períodos como El Niño (Zuta, 1988).

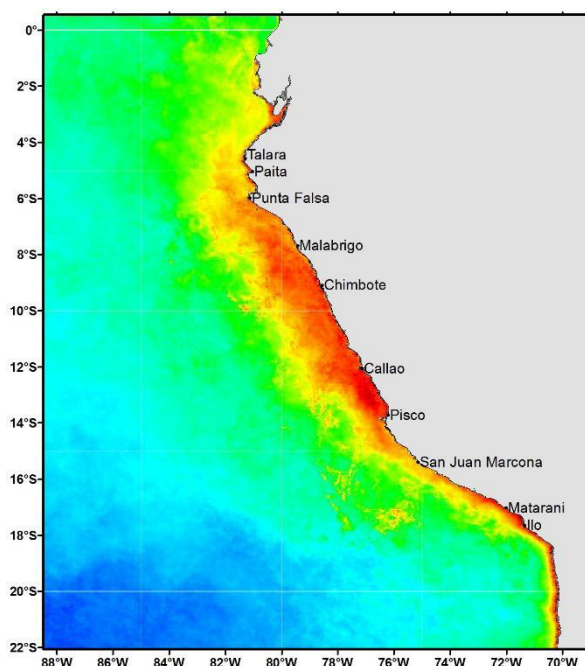


Figura 3. Imagen e concentración de clorofila-a anual 2013 del sensor Modis-Aqua.  
Fuente: <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov>, elaboración propia.

La alta productividad es debido a la presencia de nutrientes como nitratos, nitritos, silicatos, fosfatos, aporte de los ríos durante épocas de lluvia, etc., los cuales asociados a procesos físicos y biológicos incrementan la productividad marina.

En teledetección, las imágenes satelitales de concentración de clorofila-a están relacionadas a la productividad marina o alimento de los peces, es decir, donde hay altos valores de concentración de clorofila-a es probable la presencia de recursos marinos (Figura 3).

#### *2.3.1.5 Afloramiento costero*

El Perú, por su ubicación geográfica y configuración de su costa, así como por la presencia de los vientos alisios del SE que soplan predominantemente paralelos a la costa, es uno de los países privilegiados en el mundo por que el afloramiento costero se desarrolla con gran intensidad (Morón, 2000).

El afloramiento costero es descrito como un proceso de gran sinergia física, biológica y ecológica de mesoescala, que se presenta principalmente en las partes orientales de los océanos, especialmente en latitudes bajas y medias. En estas áreas, los vientos en dirección al ecuador arrastran las aguas superficiales alejándolas de la costa y reemplazándolas por aguas subsuperficiales, debido al requerimiento de continuidad.

Estas aguas afloradas son frías, de salinidades moderadas, contenido de oxígeno relativamente bajo, pero principalmente muy ricas en nutrientes, con esto se fertiliza la zona eufótica, favoreciendo la producción del fitoplancton, base alimenticia para el zooplancton y para la vida animal superior (Morón, 2000).

Las zonas con mayor intensidad de afloramiento se localizan entre Paita a Punta Falsa, de Pimentel a Malabrigo, de Chimbote a Casma, de Huacho a

Callao, de Bahía Independencia a San Juan de Marcona y de Mollendo a Ilo (Figura 4).

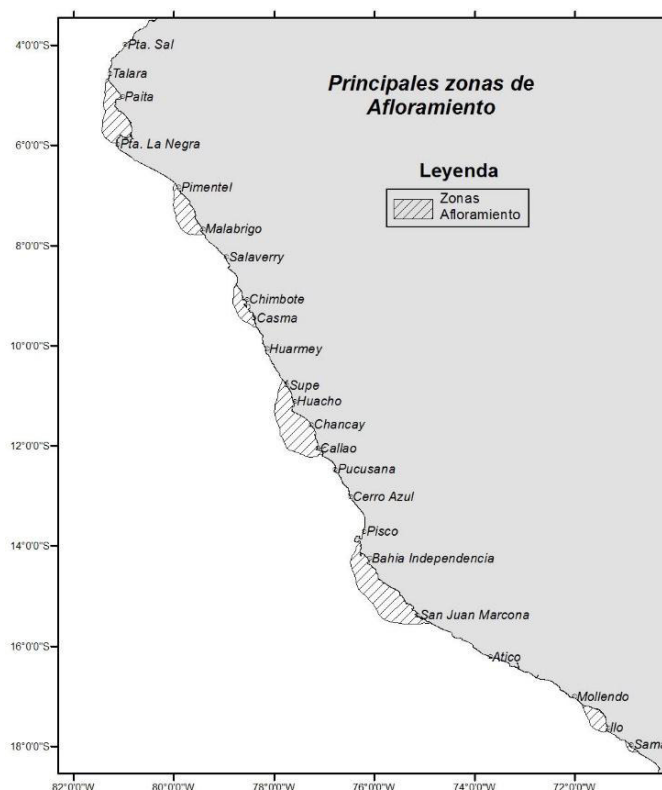


Figura 4. Mapa de ubicación de las principales zonas de afloramiento costero del Perú.  
Fuente: Adaptado de Morón O. 2000.

### 2.3.1.6 Vientos

Los vientos predominantes frente a la costa peruana son los alisios del SE, impulsados por el Anticiclón del Pacífico Sur; se proyectan hacia el NO (de zonas de alta presión subtropical, a zonas de baja presión ecuatorial), siendo más intensos en el invierno y más débiles en el verano del Hemisferio Sur, con velocidades medias hasta algo más de 5 m/s. Entre Pisco y San Juan los vientos son más intensos y persistentes, alcanzando hasta velocidades >10 m/s (Morón, 2000).

### *2.3.1.7 Pesquería*

La pesquería pelágica industrial se inicia en el Perú en el año 1950, con la instalación de la primera planta harinera en la zona de Chimbote. Durante los primeros años esta pesquería desarrollo muy lentamente, debido principalmente a la oposición que encontró en el país. Sin embargo, paso muy poco tiempo antes de que la flota y las plantas dedicadas a la captura y procesamiento de anchoveta para la producción de harina y aceite de pescado comenzaran a aumentar en forma exponencial. (Csirke J. y Gumy A, 1996).

A pesar de las múltiples voces de alarma e informes técnicos que llamaban a la cautela, y señalaban el inminente peligro de sobreexplotar este importante recurso y las posibles consecuencias de la sobre-capitalización y el sobre-dimensionamiento, la capacidad de la flota y de las plantas siguieron creciendo (Csirke J. y Gumy A, 1996).

Por ello es indispensable contar con información que genere conocimiento del océano y permita realizar investigaciones a partir del cual se puedan elaborar programas de investigación sobre la biología, la ecología y la distribución espacial de los recursos ante condiciones ambientales cambiantes e interacción con diferentes parámetros oceanográficos satelitales.

### *2.3.2 Principios de teledetección*

La Percepción Remota, Teledetección o Remote sensing (en inglés) se define como la ciencia y técnica que permite obtener información de las propiedades ópticas de un objeto, área o fenómeno a través de sensores que no están en contacto directo con el objeto de la investigación.

#### *2.3.2.1 Componentes de Teledetección*

Un sistema de teledetección (Chuvienco, 1996), está constituido por los siguientes componentes:

**a) Fuente de Energía**, que supone el origen de la radiación electromagnética que detecta el sensor. Puede tratarse de una fuente externa a éste, en cuyo caso se habla de teledetección pasiva, o de un haz energético emitido por el mismo sensor (teledetección activa). La fuente más importante, es el sol (Figura 5).

**b) Cubierta terrestre**, formada por distintas masas de vegetación, suelos, agua o construcciones humanas, que reciben la radiación energética y la reflejan o emiten de acuerdo a sus características físicas.

**c) Sistema sensor**, compuesto por el sensor propiamente dicho, y la plataforma que lo alberga (satélite). Tiene como misión captar la energía procedente de las cubiertas terrestres, codificarla y grabarla o enviarla directamente al sistema de recepción.

**d) Sistema de recepción-comercialización**, donde se recibe la información transmitida por la plataforma, se graba en un formato apropiado, se procesa y se distribuye a los usuarios en un formato digital o físico de fácil interpretación.

**e) Interprete**, que convierte esos datos en información temática de interés, ya sea visual o digitalmente, para facilitar la evaluación del problema en estudio.

### *2.3.2.2 El Espectro Electromagnético*

Todo cuerpo es capaz de irradiar energía electromagnética en forma de ondas. Estas ondas electromagnéticas son capaces de viajar en el vacío, y su intensidad depende de la temperatura de la fuente (Chuvienco, 1996).

Normalmente esta energía electromagnética se suele utilizar en unidades de longitudes de onda. La expresión de la longitud de onda es:

$$\text{Lambda} = \text{Velocidad de la Luz} / \text{Frecuencia}$$

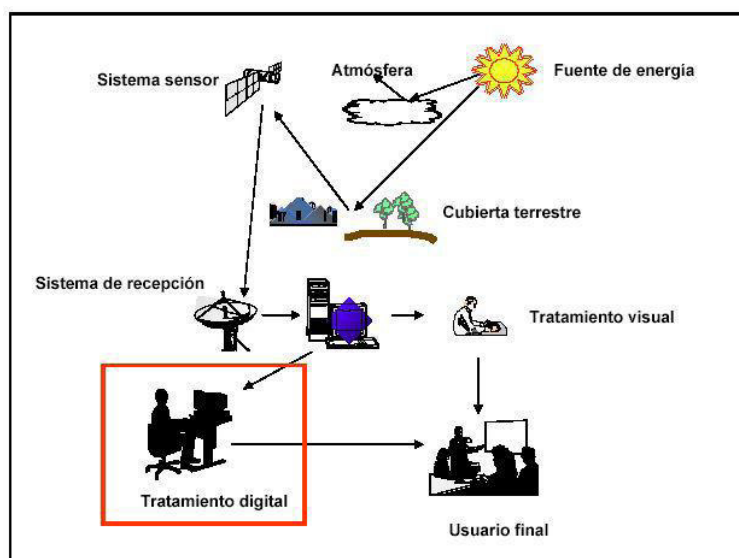


Figura 5. Componentes de la Teledetección  
Fuente: [www.dte.us.es/ing\\_inf/tele/cap01.pdf](http://www.dte.us.es/ing_inf/tele/cap01.pdf)

La frecuencia es referente a la velocidad en Hertz con la que viaja la onda electromagnética. El espectro electromagnético comprende todos los rangos posibles de valores de longitud de onda, desde los Rayos Gamma, Rayos X, hasta valores como las ondas de radio AM y FM (Figura 6).

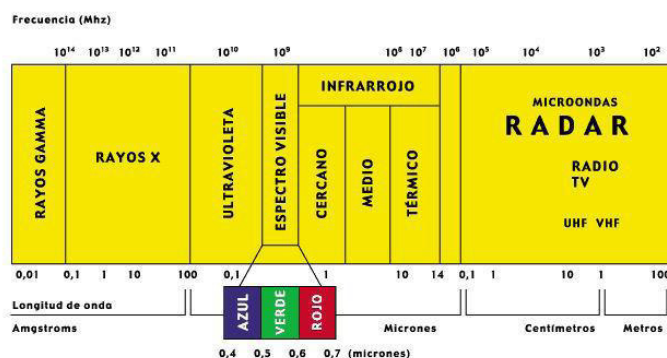


Figura 6. El Espectro Electromagnético  
Fuente: Fundamentos de Teledetección Espacial, Chuvieco, 1996.

### 2.3.2.3 Sensores Remotos

Un sensor es un dispositivo que detecta y mide parámetros físicos tales como radiación, y los convierte en una forma en la cual pueden ser almacenados o transmitidos. En otras palabras, es un dispositivo que “ve” los objetos o el terreno al cual es apuntado. Los sensores son dispositivos capaces de recibir

información de un objetivo sin estar en contacto con el mismo. Los sensores pueden ser activos y pasivos (Chuvieco, 1996).

El sensor activo es capaz de emitir una señal para luego captar su reflexión sobre la superficie de la tierra como en el caso de los radares (Figura 7). El sensor pasivo es capaz de recibir solo la energía emitida o reflejada de la superficie de la tierra, satélites meteorológicos (Figura 8).



Figura 7. Satélite pasivo.  
Fuente: Informe CONIDA

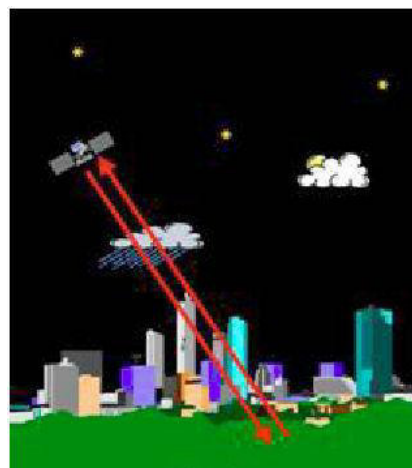


Figura 8. Satélite activo.  
Fuente: Informe CONIDA

Una de las características que poseen los diferentes sensores es su resolución, que está representado en la capacidad de tomar información de un cuerpo. Asimismo, antes de adquirir una imagen de satélite es importante tener en cuenta sus características de resolución en los siguientes aspectos.

**a) Resolución Espacial.** Se refiere al objeto más pequeño que puede ser distinguido en una imagen. La resolución espacial de los sensores de observación terrestre tienen una cobertura muy amplia, los satélites pueden adquirir información sobre áreas muy específicas cuentan con resoluciones de detalle desde 10 x 10 m (SPOT-1), hasta los 1 x 1 Km. del MODIS.

**b) Resolución Espectral.** Indica el número y longitud de onda de las bandas espectrales que puede discriminar el sensor. Un sensor será más idóneo cuanto mayor número de bandas proporcione, ya que



facilita la caracterización espectral de las distintas cubiertas. La elección del número, longitud de onda y longitud de onda central de las bandas que incluye el sensor está estrechamente relacionada con los objetivos de su diseño.

**c) Resolución Radiométrica.** Hace mención a la sensibilidad del sensor, esto es, a su capacidad para detectar variaciones en la radiancia espectral que recibe. Por cuanto se trata de codificación digital, habitualmente se expresa esa resolución en el número de bits que precisa cada elemento de imagen para ser almacenado. Actualmente la mayor parte de los sistemas ofrecen 256 niveles por píxel (8 bits), con una excepción del sensor MODIS, que trabaja con 4096 niveles (12 bits).

**d) Resolución Temporal.** Este concepto alude a la frecuencia de cobertura que proporciona el sensor. Se refiere a la periodicidad con la que este adquiere imágenes de la misma porción de la superficie terrestre. La revisita de los sistemas espaciales varía de acuerdo a los objetivos fijados para el sensor. Los satélites meteorológicos están obligados a ofrecer una información en periodos cortos de tiempo, ya que se dedican a observar un fenómeno muy dinámico.

### 2.3.3 Estructuras Oceánicas de Mesoescala

#### 2.3.3.1 La Mesoescala

En oceanografía se refiere a la escala espacial que va de algunas decenas a cientos de kilómetros y temporalmente de algunos días a varias semanas. Algunos autores han llegado a coincidir que la dimensión espacial correspondería a una escala inferior a 10 veces el radio de deformación de Rosby, que en latitudes medias varía entre 20 y 50 km (Nieto, 2009).

Los procesos oceánicos ocurren en distintas escalas espaciales y temporales, desde segundos hasta siglos y de metros a miles de kilómetros (Figura 9). Dependiendo de la escala, ciertos procesos oceánicos serán más importantes que otros (Chelton, 2001). Las investigaciones que usan información de series de tiempo muy largas analizan la información teniendo en cuenta las escalas espacio-temporales porque permiten identificar características o patrones de comportamiento o variabilidad de eventos oceanográficos.

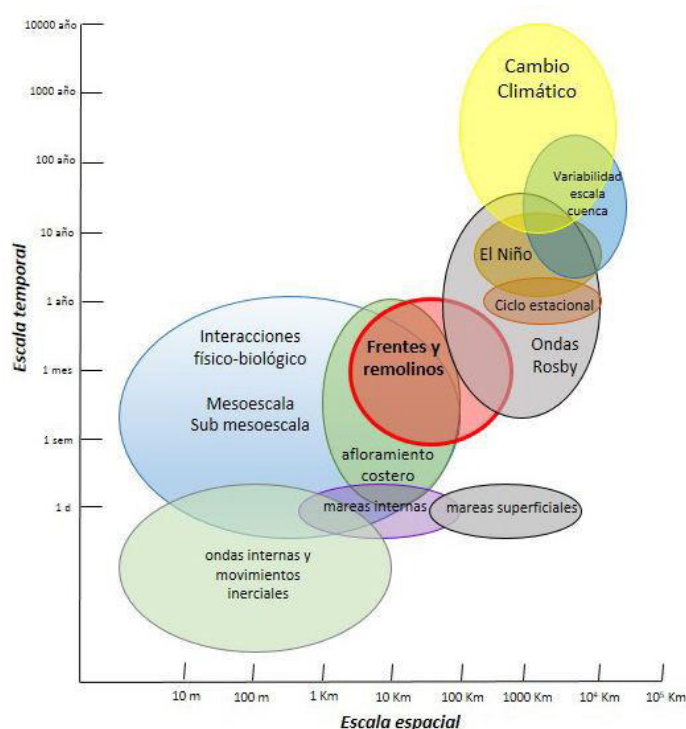


Figura 9. Escalas de duración espacio temporal de los procesos oceánicos.  
Fuente: Traducida y adaptada de Chelton (2001).

La definición de mesoescala en el océano está determinada por sus características, las estructuras oceánicas de mesoescala van de 10 a 400 km y de días a meses (Cuadro 1). Los afloramientos costeros están en el límite inferior de esta clasificación, con extensiones promedio de 10 y 20 km y duración de días. Los filamentos de afloramiento son de mayor extensión espacial, mientras que los frentes oceánicos pueden tener extensiones de 20 y 200 km y una duración de semanas, las estructuras de mesoescala que tienen mayor extensión y duración son los remolinos, con diámetros de hasta 400 km y una duración de meses (Nieto, 2009).

*Cuadro 1. Extensión espacial y temporal de estructuras oceánicas de mesoescala.*

<b>Estructuras</b>	<b>Escala espacial</b>	<b>Escala temporal</b>
<b>Surgencia costera</b>	10-20 km	días
<b>Filamentos</b>	20-50 km	días
<b>Frentes oceánicos</b>	20-200 km	semanas
<b>Remolinos</b>	20-400 km	Semanas-meses

*Fuente: Nieto 2009.*

La variabilidad de las estructuras de mesoescala, como frentes térmicos, filamentos y remolinos, esta principalmente asociada a las corrientes costeras, los afloramientos inducidos por el viento su propagación hacia el oeste desde la costa por las ondas de Rossby (Strub et al., 1998; Hormazábal et al., 2004a; Nieto, 2009). Modelos numéricos basados en datos satelitales indican que la tensión del viento es la acción que activa la generación de corrientes marinas, remolinos en las zonas costeras del océano (Nieto, 2009).

### *2.3.3.2 El Afloramiento*

Es el desplazamiento vertical de aguas profundas hacia la superficie del océano. Las aguas profundas transportan nutrientes a la superficie y junto a la radiación solar propician condiciones óptimas para el desarrollo y crecimiento del fitoplancton. Entre los factores que permiten el afloramiento están: la fuerza producido por el viento, la plataforma continental y la forma de la costa. Las zonas más productivas por afloramientos son los bordes orientales de los continentes, ya que los vientos a lo largo de la costa soplan hacia el ecuador transportando el agua superficial mar adentro dejando un "vacío" que es llenado con aguas ricas en nutrientes que surgen desde zonas más profundas. El afloramiento ó Upwelling también es conocido como "surgencia". Las principales regiones de afloramiento están localizadas en los bordes orientales de los continentes (Figura 10), debido a la acción de los vientos alisios, característicos de la circulación atmosférica general, que se originan en los centros de alta presión situados en medio de los océanos. Las

cuatro regiones principales de afloramiento son Benguela, Canarias, Humboldt y California (Nieto et al. 2012).

El agua de afloramiento es más fría y salada que la superficial, con mayor concentración de nutrientes, tales como nitratos, fosfatos y silicatos, que son importantes para la producción biológica. El afloramiento contribuye al enriquecimiento de nutrientes y por consiguiente al aumento de los niveles de productividad y mejores condiciones de alimento para especies superiores como el zooplancton, larvas de peces, pequeños y grandes peces pelágicos, dentro de la cadena alimenticia.

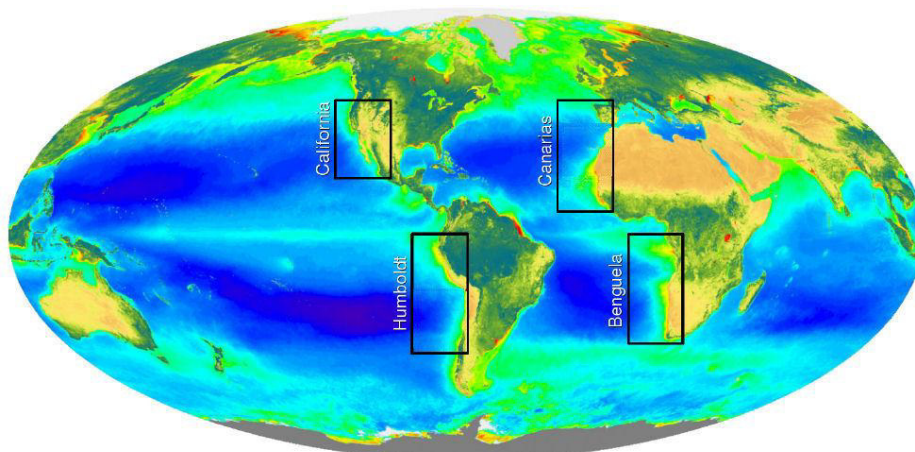


Figura 10. Principales sistemas de afloramiento del borde oriental. 2002-2007  
Fuente: Nieto 2009.

El seguimiento de los eventos de afloramiento y la creación un índice de afloramiento a través de series de tiempo de que describa su ocurrencia y variabilidad espacio temporal puede ser una herramienta útil para establecer relaciones con otras variables físicas y biológicas (Nieto, 2009).

El afloramiento es un proceso de mesoescala que se puede estudiar a través de información satelital, con el propósito de relacionar su intensidad y persistencia a otros procesos como a frentes de afloramiento y otras estructuras como gradientes térmicos, remolinos y filamentos.

### *2.3.3.3 Frentes térmicos oceánicos*

Los frentes oceánicos son límites entre masas de agua de diferentes densidades. La densidad está en función de la temperatura y la salinidad; por lo tanto en el océano existen **frentes térmicos** (temperatura) y frentes halinos (salinidad). Un frente térmico es una zona frontal con un pronunciado gradiente horizontal de temperatura. Los frentes oceánicos pueden extenderse desde la superficie hasta las capas muy profundas del océano, a menudo separando por grandes volúmenes de agua (E. Conway et al., 1997).

Utilizando imágenes de satélite infrarrojos en un día relativamente libre de nubes, es posible detectar frentes térmicos oceánicos en las capas superficiales del océano. Una limitación en los estudios de los frentes térmicos oceánicos utilizando imágenes de satélite es el hecho de que los satélites sólo pueden detectar las características de temperatura en la capa superficial del océano, dejando las características térmicas de las aguas profundas sin ser detectados (E. Conway et al., 1997).

Los frentes térmicos también han sido utilizados como indicadores de pesca, estudios realizados demuestran cómo estas estructuras están relacionadas a la distribución y abundancia de pequeños pelágicos (Nieto et al., 2001) y grandes pelágicos (Podesta et al. 1993).

La importancia de los frentes en los procesos del ecosistema está en el hecho que cualquier frente que persiste en un tiempo significativo puede ser asociado a una zona de convergencia, y por lo tanto a la formación de agua de densidad intermedia que concentra partículas y forma áreas privilegiadas de alta productividad biológica (Bakun, 2006).

Ambos tipos de aguas superficiales (Figura 11) están alimentando la formación de esta masa de agua intermedia que es aprovechada por los organismos planctónicos con el consecuente crecimiento de los primeros niveles de la cadena trófica según Bakun (2006).

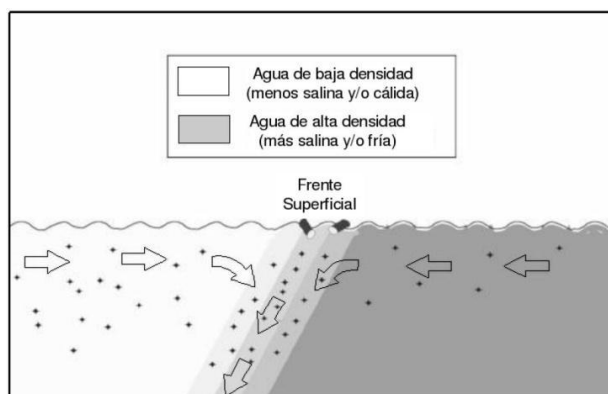


Figura 11. Imagen descriptiva sobre la ocurrencia de un frente.  
Fuente: Adaptado de Bakun (2006).

Trabajos preliminares para la zona del Perú realizado por (Chaigneau et al. 2008), han demostrado que los datos de alta o media resolución espacial permiten la extracción de estructuras frontales en el sistema de surgencia del Perú.

#### 2.3.3.4 Remolinos

Los remolinos son estructuras rotacionales en escalas espaciales que van de decenas de km a cientos de km. El rango vertical de los remolinos puede variar dependiendo de su origen, posición geográfica y varía con la latitud. Los remolinos son relativamente pequeños en comparación a las corrientes marinas, contienen bolsas de agua en movimiento que se desprenden de una corriente principal y viajan de forma independiente de estas. Los remolinos también se forman en medio del océano, lejos de los límites de las corrientes (Nieto, 2009).

La generación de remolinos está relacionado con los cambios de vorticidad asociados con las grandes irregularidades de la línea de costa y la topografía del fondo marino, en combinación con fuertes vientos (Strub, 1998).

Los remolinos son importantes porque tienen mucha energía cinética y porque pueden transportar momentum y propiedades del agua. La profundidad de la raíz del remolino alcanza a menudo 5 km o más, llevando energía y momentum al fondo del océano. Son los responsables de la mezcla entre aguas de diferentes propiedades (Nieto, 2009). Los remolinos pueden causar

el bombeo de nutrientes y la advección horizontal de las aguas ricas en nutrientes originadas cerca de las zonas costeras (Aristegui et al., 1997).

Teniendo en cuenta la diversidad del origen de distintos tipos de remolinos la característica del movimiento vertical puede hacer aflorar aguas profundas ricas en nutrientes hacia la superficie (Nieto et al. 2012).

#### *2.3.3.5 Filamentos*

Los filamentos son estructuras generadas a partir de los frentes de afloramientos. Estos filamentos tienen forma alargadas que contiene aguas de afloramiento, más frías menos salinas y ricas en nutrientes, las que son llevadas desde las zonas de afloramiento (costa) hacia mara afuera y cuyo origen estaría asociado a la generación de remolinos (Bécognée et al., 2008 y Nieto, 2009).

Los filamentos son importantes en el transporte de las aguas de afloramiento hacia el océano y porque permite también el transporte de larvas, asegurando los procesos de reclutamiento de diversas especies tanto pelágicas como demersales (Nieto, 2009). Bécognée et al. (2008) demostraron como los filamentos originados en la costa africana frente a las islas canarias es el principal responsable de la presencia de larvas hacia la zona del archipiélago Canario logrando un impacto positivo en las pesquerías meses después.

## **CAPÍTULO 3**

### **METODOLOGÍA**

#### **3.1 Hipótesis General**

Las estructuras de mesoescala son detectadas e identificadas a través del algoritmo SIED (Cayula-Cornillon), aplicado sobre imágenes satelitales de temperatura superficial de mar, obteniéndose información de la recurrencia y extensión espacial asociada a procesos de afloramiento costero.

#### **3.2 Hipótesis Específicas**

- El valor del tamaño de ventana y kernel usado por el algoritmo SIED para la óptima detección e identificación de frentes oceánicos en el sistema de afloramiento peruano sería de 16x16 píxeles y un kernel mixto de 5–7.
- El análisis de correlación entre la distribución espacial de los frentes oceánicos y gradientes térmicos presentaría una relación positiva en la detección y validación entre ambas variables.
- La variabilidad interanual de los frentes oceánicos y gradientes térmicos presentaría un patrón estacional de recurrencia, con una mayor detección de estructuras oceánicas dentro de las 100 millas náuticas desde la costa.



### 3.3 Identificación de variables

En este trabajo de tesis la variable independiente identificada es la **información de sensores remotos** que tiene como dimensión a la información de temperatura superficial de mar y como variable dependiente a las **estructuras oceánicas** que tiene a los frentes oceánicos y los gradientes térmicos como dimensiones de esta variable. Se identificó además indicadores espaciales para caracterizar las estructuras oceánicas. Sin embargo, para encontrar la relación frentes-gradientes, los frentes serán la variable dependiente y los gradientes serán la variable independiente.

### 3.4 Operacionalización de variables

El resultado de la operacionalización de las variables permitió determinar los indicadores del cuadro 2.

Cuadro 2. Variables e indicadores

Variable Independiente	Dimensión	Indicadores	Unidades
<b>Información de sensores remotos</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Temperatura superficial de mar</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Tamaño de pixel</li> <li>- Frecuencia temporal de imágenes</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- km</li> <li>- Día</li> </ul>

Variable Dependiente	Dimensiones	Indicadores	Unidades
<b>Estructuras Oceánicas</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Frente oceánico</li> <li>- Gradiente térmico</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Ocurrencia frontal mensual</li> <li>- Relación frentes-gradientes</li> <li>- Densidad por clase de frente</li> <li>- Clases de frentes</li> <li>- Intensidad de gradientes térmicos</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- % de ocurrencia</li> <li>- Coeficiente de correlación.</li> <li>- % de densidad</li> <li>- Rango °C Km<sup>-1</sup></li> <li>- °C Km<sup>-1</sup></li> </ul>

Fuente: Elaboración propia.

### 3.5 Matriz de consistencia

En el cuadro 3, se muestra la matriz de consistencia.

Cuadro 3. Matriz de Consistencia

Problema General	Objetivo General	Hipótesis General	Variables	Indicadores	Metodología	Población y muestra
¿De qué manera la información de sensores remotos satelitales permite identificar y cuantificar la ocurrencia de estructuras oceánicas de mesoescala como los frentes oceánicos en el sistema de afloramiento peruano?	Desarrollar un proceso metodológico para identificar y cuantificar las estructuras oceánicas de mesoescala en el sistema de afloramiento peruano, a partir de información de sensores remotos satelitales, durante el periodo 2003 al 2015.	Las estructuras de mesoescala son detectadas e identificadas a través del algoritmo SIED aplicados sobre imágenes satelitales de temperatura superficial de mar, obteniéndose información de la recurrencia y extensión espacial asociada a procesos de afloramiento costero.	<b>Variable independiente</b>  <b>Información de sensores remotos</b>  - Temperatura superficial de mar.	Ocurrencia frontal diaria y mensual.  Intensidad de gradientes térmicos.	<b>Tipo de Investigación</b>  Tipo: Cuantitativo y cualitativo  Nivel: Descriptivo correlacional	<b>Población:</b> La población comprende la información satelital diaria de temperatura superficial de mar a partir del año 2003 al 2015.  <b>Muestra:</b> Comprenderá la selección de datos que presenten mayor información en el área de estudio.
<b>Problemas específicos</b>	<b>Objetivos específicos</b>	<b>Hipótesis específicos</b>				
¿Cuál es el valor del tamaño de ventana y kernel que debe usar el algoritmo SIED para la óptima detección e identificación de frentes oceánicos en el sistema de afloramiento peruano?	Determinar el valor del tamaño de ventana y kernel que debe usar el algoritmo SIED para la óptima detección e identificación de frentes oceánicos en el sistema de afloramiento peruano.	El valor del tamaño de ventana y kernel usado por el algoritmo SIED para la óptima detección e identificación de frentes oceánicos en el sistema de afloramiento peruano sería de 16x16 píxeles y un kernel mixto de 5-7.	<b>Variable dependiente</b>  <b>Estructuras oceánicas</b>	Relación o asociación frentes-gradientes.  Clases de frentes.		
¿Qué grado de correlación existe entre la ocurrencia de frentes oceánicos y la intensidad de gradientes térmicos en el sistema de afloramiento peruano?	Determinar el grado de correlación de dependencia espacial entre la ocurrencia de frentes oceánicos y gradientes térmicos en términos de detección y validación.	El análisis de correlación entre la distribución espacial de los frentes oceánicos y gradientes térmicos presentarían una relación positiva en la detección y validación entre ambas variables.	- Frentes oceánicos.  - Gradientes térmicos.	Densidad de clases de frentes.		
¿Cómo es la variabilidad interanual de la ocurrencia de frentes oceánicos y gradientes térmicos en el sistema de afloramiento peruano durante el periodo 2003 al 2015?	Describir la variabilidad espacial y temporal de la ocurrencia de frentes oceánicos y gradientes térmicos en el sistema de afloramiento peruano, durante el periodo 2003 al 2015.	La variabilidad interanual de los frentes oceánicos y gradientes térmicos presentarían un patrón estacional de recurrencia, con una mayor detección de estructuras oceánicas dentro de las 100 millas náuticas desde la costa.				

Fuente: Elaboración propia

### 3.6 Tipo y diseño de investigación

Esta investigación es de tipo cuantitativo y cualitativo, dado que utiliza la recolección, procesamiento y el análisis de datos para responder las interrogantes descritas y comprobar las hipótesis establecidas anteriormente. Para ello se basa en el uso de la estadística para establecer relaciones entre las variables y describir algún tipo de patrón estacional en la distribución espacial de los indicadores.

De acuerdo a la clasificación de niveles de investigación propuesta por Danhke (1989), esta investigación es de nivel descriptivo correlacional, porque permite medir el grado de relación y la manera cómo interactúan dos o más variables entre sí.

La relación espacial que se busca entre las variables: frentes oceánicos y gradientes térmicos, fueron determinados teniendo en cuenta criterios de coincidencia y asociación entre ambas variables.

- a) Coincidencia. La coincidencia es una de las relaciones más comunes y se basa sobre el hecho de que dos o más eventos pueden compartir el mismo espacio en  $n$  dimensiones, para este estudio se expresara en proporción o porcentaje. La coincidencia se expresara en términos de eficiencia de detección y será representada como un histograma
- b) Asociación. El concepto sobre el que se basa este tipo de relaciones es el de “independencia”, las variables en asociación pueden formar un evento emergente de un nivel superior con propiedades nuevas, como es el caso de la clasificación de frentes. La asociación se cuantifico en términos de validación frentes-gradientes, a partir del cual se generó una clasificación de tipos de frentes.

Se ha aplicado un análisis de correlación lineal cuyo propósito es conocer las relaciones estadísticas entre la intensidad de gradientes (variable independiente) y la ocurrencia de frentes (variable dependiente), para ello se

ha calculado el número total de píxeles frentes y el número total de píxeles gradientes a través del programa `front_stat_hist` desarrollado en el programa IDL.

Con los valores estadísticos calculados se ha elaborado histogramas para comparar la eficiencia del método en la detección de frentes asociados a frentes, encontrar el umbral de gradientes para realizar una clasificación de frentes con el programa `class_median` y también la validación de la relación frentes-gradientes.

La validación de la relación frentes-gradientes, permitirá cuantificar la proporción de falsos gradientes que generalmente están asociados a los bordes de las áreas con nubes, para eliminar esta parte asociada a la nube en cada imagen con el fin de utilizar el resto de los valores para validar (de forma cuantitativa) el rendimiento de la detección frontal.

Por otra parte, este trabajo conto con la supervisión y el apoyo de expertos investigadores del Instituto Francés de Investigación para el Desarrollo (IRD), a través de una capacitación en el procesamiento y análisis avanzado de imágenes satelitales, en el Centre de Recherche Halieutique Méditerranéenne et Tropicale, en la ciudad de Sète- Francia.

### 3.7 Unidad de análisis

La unidad de análisis es la temperatura superficial de mar y la información cualitativa y cuantitativa disponible que poseen los valores digitales de los píxeles de la data cruda. La zona de estudio comprende el mar peruano desde el paralelo 3° sur hasta los 22° sur, y desde la línea costera hasta el meridiano 86° oeste. El periodo de estudio comprende desde el 2003 hasta el 2015.

### 3.8 Población de estudio

El análisis temporal de este trabajo de tesis comprende el uso de información satelital diaria de temperatura superficial de mar a partir del año 2003 al 2015.

### 3.9 Tamaño de muestra

Para el análisis de este trabajo de tesis, el tamaño de muestra comprenderá la selección de datos que presenten poca nubosidad en el área de estudio, siendo febrero y marzo los meses con mayor información de TSM. La información satelital usada en esta tesis es de acceso gratuito a través de la página web del proyecto Ocean Color.

### 3.10 Selección de muestra

Para la selección de la muestra se tiene como criterio principal que el área en estudio cuente con mayor información posible (80% libre de nubosidad). Asimismo, que los datos no tengan interferencia por ruidos u otras señales que perjudiquen su calidad.

Para esta investigación se usó información diaria de temperatura superficial de mar de nivel L3, Aqua Modis Sea Surface Temperature (11 $\mu$  daytime) de 4km de resolución espacial para el periodo 2003 al 2015, comprendiendo aproximadamente 4745 imágenes que fueron transformadas de formato \*.NetCDF a formato binario con el objetivo de reducir el tiempo de procesamiento y mantener una óptima resolución.

La temperatura superficial del mar (TSM) del Mar Peruano, fue obtenida a partir de datos satelitales del sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS).

La TSM del sensor Modis presenta alta sensibilidad y baja señal ruido, características de su espectroradiómetro. Modis incluye, además de las bandas convencionales en ventanas atmosférica de 10-12  $\mu\text{m}$  (como en AVHRR), tres bandas infrarrojas en el intervalo de 3.959 a 4.05  $\mu\text{m}$  diseñadas para realizar mediciones exactas de la TSM (Minnett et al., 2002), figura 12.

La estimación de la TSM por Modis está basada en las bandas del espectro del infrarrojo medio (Bandas 20, 22, 23 localizadas en torno a 4  $\mu\text{m}$ ) y del infrarrojo térmico (Bandas 31 y 32 localizadas entre 10 y 12  $\mu\text{m}$ ), Cuadro 5.

Las bandas situadas en el infrarrojo medio muestran una alta sensibilidad y están ubicadas en una ventana del espectro donde la influencia de la columna de vapor de agua es mínima.

*Cuadro 4. Longitud de onda de las bandas del sensor MODIS-Aqua empleadas en el cálculo de la temperatura superficial de mar.*

Nº Bandas Modis	Rango de Onda ( $\mu\text{m}$ )	Uso
20	3.660 – 3.840	Temperatura superficial de mar
22	3.929 – 3.989	Temperatura nubes, temp. superficial
23	4.020 – 4.080	Temperatura nubes, temp. superficial
31	10.780 – 11.280	Temp. nubes, volcanes, temp. superficial
32	11.770 – 12.270	Altura nubes, volcanes, temp. superficial

Fuente: Nieto 2009

El sensor Modis está a bordo de los satélites Terra (EOS AM) y Aqua (EOS PM), en esta tesis se utilizaron los datos Modis-Aqua que orbita de sur a norte y pasa sobre el ecuador en la tarde, a diferencia de Modis-Terra que orbita de norte a sur y pasa por el ecuador en la mañana. Tanto Aqua como Terra obtienen datos en 36 bandas espectrales.

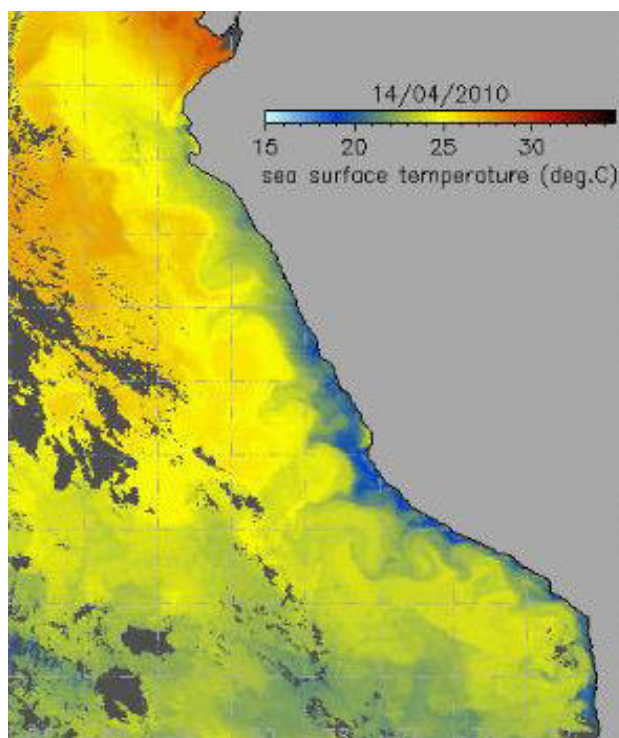


Figura 12. Imagen de TSM del mar peruano del 14 abril del 2010 de 4km resolución espacial.

Fuente: Elaboración propia.

Para la detección de frentes, gradientes y otros indicadores obtenidos a partir de los datos de frentes se elaboraron programas y rutinas en el software de programación IDL para Linux.

### 3.11 Técnicas de recolección de datos

Los datos a usarse se encuentran disponibles en formato BINARIO para la temperatura superficial de mar. Toda la información satelital fue descargada de servidores del proyecto Oceancolor web de la National Aeronautics and Space Administration - NASA (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/l3>).

### 3.12 Análisis e interpretación de la información

A partir de técnicas avanzadas de procesamiento de datos de teledetección, se calculó frentes térmicos oceánicos usando el algoritmo SIED (Single-Image

Edge Detection) desarrollado por Cayula y Cornillon en 1992 y adaptado por Nieto et al. (2012). Investigaciones en otras regiones han demostrado que los datos satelitales de alta o media resolución permiten la detección de estructuras frontales continuas y la obtención de estadísticas de ocurrencia frontal.

Existen otros métodos desarrollados para la detección de frentes que están basados en la detección de *gradientes horizontales*, calculados a partir de métodos de convolución de Roberts y Sobel. El algoritmo de Canny (1986) es un método de detección de bordes que también ha sido utilizado para detectar frentes oceánicos y recursos marinos (Royer et al., 2004; Nieto, 2009).

Otro método de detección es a través del *análisis del histograma* entre dos masas de agua con diferente temperatura superficial del mar. Cayula y Cornillon en 1992 y 1995 utilizaron este método para la detección de frentes, por tanto, la detección a través del algoritmo SIED *se basa en el análisis de histogramas*, el cual ha sido ampliamente utilizado por (Kahru et al., 1995; Ullman y Cornillon, 2000; Belkin et al., 2003; Miller, 2004), e incluso se propusieron algunos mejoramientos al algoritmo (Diehl et al., 2002 y Nieto et al., 2012).

En el 2012, Nieto y colaboradores adaptaron el algoritmo SIED de Cayula y Cornillon, el cual consistió en optimizar la detección de nubes y el uso de ventanas múltiples, conservando el mismo tamaño de ventana de 32 x 32 píxeles pero asociado a un sistema de cuatro grillas de ventanas.

Posteriormente, Roa-Pascuali et al. (2015) propone realizar técnicas de suavizado (smoothing) a las imágenes de TSM antes de la detección de frentes, para eliminar el ruido introducido por el sensor y los efectos atmosféricos no corregidos. El procedimiento de suavizado ayuda a preservar la información válida del ruido original (la señal de alta frecuencia en el dominio espacial) mejorando la calidad de la detección frontal posterior.



Por tanto, el algoritmo SIED de Cayula y Cornillon es una técnica muy utilizada para la detección de frentes. En esta tesis se realizó diferentes pruebas para seleccionar el tamaño de ventana y el método de convolución óptimo para la detección de frentes, asimismo, se propone un método para la clasificación de frentes en base a intensidad de gradientes.

La variabilidad interanual de frentes oceánicos, gradientes térmicos y clases de frentes es analizada a través de dos diagramas de Hövmoller, representando en el eje Y la latitud y en el eje X el tiempo. La unidad de tiempo es mensual, se ha calculado el promedio del valor desde la costa hasta los 185 km (~100 mn) y desde los 185 a 370 km (entre 100 a 200 mn).

### 3.13 Método de detección de frentes oceánicos

El algoritmo SIED de Cayula y Cornillon (1992), está constituido por una secuencia de procedimientos para la detección de nubes y una posterior detección de bordes de masas de agua con diferentes características. La detección de frentes consta de dos etapas de procesamiento, *i)* A nivel de ventana, en la que se subdivide la imagen entera en pequeñas ventanas de 16x16, 24x24 y 32x32 píxeles; y otra etapa posterior a *ii)* Nivel de toda la imagen (sección traducida del artículo de Cayula y Cornillon, 1992).

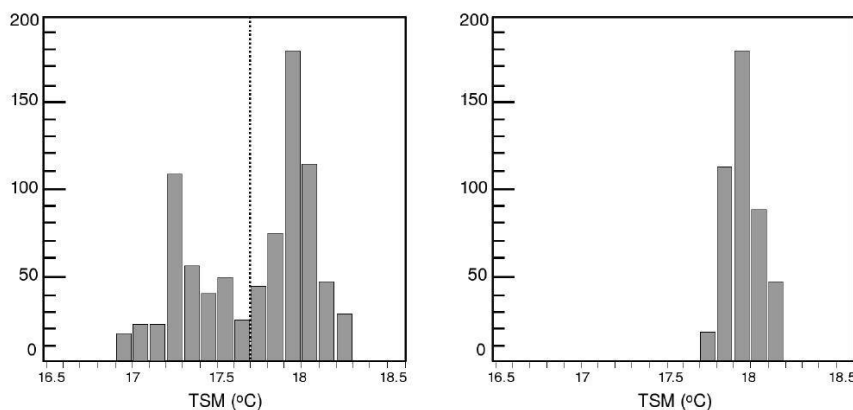
#### **a). Procesamiento a nivel de ventana**

El primer paso del algoritmo SIED es segmentar la imagen entera en ventanas, luego cada ventana se procesa de forma independientemente de los demás para evaluar la probabilidad de que un borde está presente en dicha ventana. Dado a que un borde situado en el límite entre dos ventanas podría escapar a la detección, la imagen se divide en ventanas superpuestas. En la configuración original del algoritmo SIED (Cayula y Cornillon 1992), el tamaño de las ventanas propuestas inicialmente fue de 32x32 píxeles.

En primer lugar, el conjunto de datos debe ser lo suficientemente continua (temporalidad) como para obtener estadísticas fiables. Por otra parte, las ventanas no deben ser muy pequeñas comparado con el grosor del borde. Esto es porque un borde se define como el límite de dos regiones,  $\omega_1$  y  $\omega_2$ , cada uno de temperatura aproximadamente constante. Aunque el tamaño de la ventana y la escala espacial de la imagen son parámetros importantes, el algoritmo es robusto a cambios en estos parámetros: inicialmente se trabajó con ventanas de 16x16, 32x32 y 64x64 píxeles sobre imágenes de 1 y 2km de resolución espacial, obteniéndose resultados similares.

### 1. *Análisis de histograma*

En esta sección, para determinar la presencia de un borde dentro de una ventana se analiza la distribución de la temperatura (histograma). Cualitativamente, es fácil observar que si un borde no está presente en la ventana, el histograma probablemente será unimodal y si está presente, entonces el histograma será bimodal (Figura 13).



*Figura 13. Ejemplos de histograma bimodal (izquierda) y unimodal (derecha) presentes en imágenes de temperatura superficial de mar. Fuente: Nieto 2009.*

Por tanto, el análisis del histograma es doble: el algoritmo debe determinar si existen uno o dos poblaciones, y si están presentes dos poblaciones ( $\omega_1$  y  $\omega_2$ ), se debe definir un umbral para separarlos. Para lograr esto, el algoritmo asume que dos poblaciones están presentes y los parámetros para ambas poblaciones se calculan. Estos parámetros estimados son luego usados para

determinar si la segmentación de la data en dos clases es estadísticamente relevante. Si los datos en la ventana proceden de una sola clase, entonces no hay bordes presentes en la ventana.

Previamente, la base teórica para el problema de la segmentación no supervisada es examinada. Las muestras de la clase  $\omega_1$  se definen como la población fría y muestras de la clase  $\omega_2$  forman la población caliente. Sea  $\mathcal{X}$  una muestra (píxel) de la serie  $X$  (área en estudio) y  $t(x)$  es la temperatura de la muestra  $\mathcal{X}$ . La densidad de probabilidad de la mezcla se puede expresar como:

$$p[t(x)] = \sum_{i=1}^2 p[t(x)|x \in \omega_i] P(x \in \omega_i) \quad (\text{ec. 3.1})$$

Una vez que los parámetros de las densidades marginales y las probabilidades a priori  $P(x \in \omega_i)$  han sido determinadas, la validez de la clasificación de los datos en dos clases versus una puede ser determinada. Si se verifica la hipótesis de dos clases, el umbral  $\tau$  que satisface el criterio mínimo de error de Bayes puede obtenerse reduciendo al mínimo la probabilidad de clasificación incorrecta sobre todo el conjunto  $X$  de muestras:

$$P(\text{error}) = p[t(x) \geq T | x \in \omega_1] P(x \in \omega_1) + P[t(x) < T | x \in \omega_2] P(x \in \omega_2) \quad (\text{ec. 3.2})$$

Soluciones exactas están disponibles en ocasiones, en particular cuando la data está distribuida normalmente (Duda y Hart, 1973). Sin embargo, obteniendo los valores de  $\mu_i$ ,  $\sigma_i$  y las probabilidades a priori puede ser muy complicado, requiriendo más tiempo de procesamiento. Además, los datos oceanográficos en cuestión no parecen estar distribuidos normalmente y por lo que una solución exacta puede no ser alcanzable.

El problema se puede simplificar drásticamente, sin embargo, si suponemos que la probabilidad de error asociado con el umbral de error mínimo de Bayes, la ecuación 3.2, es insignificante. En tal caso, la superposición entre la población fría y caliente es pequeña. Una vez que se conoce el umbral óptimo,

parámetros tales como la media y la varianza de cada población se puede calcular fácilmente.

donde  $h(t)$  es el valor del histograma en la temperatura  $t$ . Aunque el umbral no se conoce, se observa que el histograma sólo toma un número finito de valores  $[0, n]$ , donde  $n$  es el número de cuantificación de niveles para la representación de la temperatura. Esto significa que  $\tau$  sólo puede tomar los valores del 1 hasta  $n$ , debido a que  $n$  no es muy grande, se puede calcular una estimación de los parámetros de la mezcla, para cada  $\tau$  posible. Luego, los parámetros estimados pueden ser utilizados para maximizar o minimizar un criterio dado sobre todos los valores posibles del umbral  $\tau$ .

Suponiendo que el histograma presenta dos picos bien definidos, si  $\tau$  es elegido de manera óptima la mayor parte de la varianza en la ventana será debido a la diferencia de temperatura entre las dos poblaciones. Esto conduce a definir el umbral óptimo, en consecuencia,  $\theta(\tau_{opt})$  es el criterio utilizado para decidir si una o dos poblaciones están presentes.

$$\mu_1(\tau) = \frac{\sum_{i < \tau} th(t)}{\sum_{i < \tau} h(t)} \quad (\text{ec. 3.3})$$

$$\sigma_1^2(\tau) = \frac{\sum_{i < \tau} (t - \mu_1)^2 h(t)}{\sum_{i < \tau} h(t)} \quad (\text{ec. 3.4})$$

$$\mu_2(\tau) = \frac{\sum_{i \geq \tau} th(t)}{\sum_{i \geq \tau} h(t)} \quad (\text{ec. 3.5})$$

$$\sigma_2^2(\tau) = \frac{\sum_{i \geq \tau} (t - \mu_2)^2 h(t)}{\sum_{i \geq \tau} h(t)} \quad (\text{ec. 3.6})$$

La función de criterio  $\theta(\tau)$  define qué criterio de umbral lleva a la relevante decisión sobre la unimodalidad o bimodalidad del histograma. El valor esperado de  $\theta(\tau_{opt})$  para diferentes distribuciones unimodales. Para una población normal, el valor máximo esperado de la función criterio es

$$E[\theta(\tau_{opt})] = 2/\pi \approx 0,63 \quad (\text{ec.3.7})$$

mientras que para una distribución triangular, es

$$E[\theta(\tau_{opt})] = 2/3 \approx 0,66 \quad (\text{ec. 3.8})$$

En ambos casos, el valor esperado de  $\theta(\tau_{opt})$  es independiente de los parámetros de la distribución, del tamaño del conjunto de la muestra y tiene un valor máximo inferior a 0.7. De hecho, este umbral de 0.7 se mantiene siempre que el histograma es claramente unimodal: para una ventana de 32 x 32 píxeles con los datos normalmente distribuidos, una aproximación de (Duda y Hart 1973) da  $P[\theta(\tau_{opt}) < 0.7] \cong 0.99$ . Inversamente, para mostrar que el criterio es mayor que 0.7 cuando dos modos están presentes, varias distribuciones bimodales diferentes fueron simuladas (Cayula 1988).

Los resultados de una simulación se presentan en el cuadro 5. A la luz de todos los casos estudiados, se seleccionó 0.7 como un valor crítico discriminatorio entre distribuciones bimodales y unimodales para su uso en el algoritmo desarrollado.

En el cuadro 5, el valor exacto de  $\tau_{opt}$  es el umbral que satisface el criterio de error mínimo de Bayes de la ecuación (3.04). La razón de la diferencia entre lo estimado y los valores exactos es principalmente debido al hecho de que los grupos no están bien definidos.

De hecho, una población con alta varianza forma un grupo débil, si una segunda población forma un grupo compacto (baja varianza), entonces el algoritmo es confundido por los dos diferentes tipos de agrupaciones. Cuando el grupo débil se compara con el grupo compacto, el grupo débil no puede verse como un grupo en absoluto.

Sin embargo, varianzas desiguales no son un problema importante por dos razones. En primer lugar, las variaciones en TSM asociados con dos adyacentes masas de agua suelen ser similares. En segundo lugar, las diferencias significativas en el valor de las desviaciones ocurren más a menudo cuando una de las poblaciones esta nublado o es una región de la tierra (alta varianza), y la otra población es una masa de agua.

*Cuadro 5. Caso de una mezcla compuesta de dos poblaciones de masas de agua separadas de tamaño desigual que se distribuyen normalmente con varianzas muy diferentes. Aunque es difícil distinguir los dos modos, el algoritmo identifica correctamente estos dos modos.*

Parámetros	Exacto	Estimado
$P(\omega_1)$	0.75	0.76
$\mu_1$	50.0	50.3
$\mu_2$	150.0	153.2
$\sigma_1$	3.0	6.4
$\sigma_2$	30.0	26.5
$T_{opt}$	61.8	74
$\theta(T_{opt})$	—	0.91

Fuente: Nieto 2009

Cuando dos poblaciones de igual tamaño, con distribuciones  $u(m_1, b)$  y  $u(m_2, b)$  están presentes y no se solapan ( $|m_1 - m_2| \geq 2b$ ), se obtiene la siguiente expresión:

$$\theta(\tau_{opt}) = \frac{3/4(m_1 - m_2)^2}{3/4(m_1 - m_2)^2 + b^2} \quad (\text{ec. 3.9})$$

Para  $m_2 - m_1 = 2b$ ,  $\theta(\tau_{opt})$  encuentra la igualdad a 0.75.

Este resultado es satisfactorio si dos poblaciones están presentes en la mezcla. Sin embargo, este último caso podría también representar la situación cuando sólo una población con la distribución  $u[(m_2 - m_1) / 2, 2b]$  está presente. Una vez más, no es posible distinguir entre una o dos poblaciones en este caso a menos que se tenga más información.

Hasta ahora, se ha supuesto que, como máximo existen dos poblaciones en una ventana. Sin embargo, a veces están presentes tres poblaciones, cuando la tercera población representa una pequeña parte de la ventana en estudio, el algoritmo sólo detectará a las dos principales poblaciones. En la mayoría de los casos, tal comportamiento es aceptable debido a que la tercera población probablemente será detectada en una de las ventanas superpuestas, en la que representa una mayor proporción del conjunto de datos.

## 2. **Algoritmo de Cohesión**

Siempre que el histograma indica la presencia de dos poblaciones, la distribución espacial de los datos debe ser examinado para ver si un frente está presente o si la distribución bimodal es simplemente un resultado de un patrón de temperatura errónea.

En general, si un frente está presente, la segmentación obtenida a través de la umbralización de los datos en  $\theta\tau_{opt}$  mapeara las dos poblaciones en pocos pero grandes bloques dentro de la ventana. Para probar tal compacidad espacial, un algoritmo que mide la cohesión de cada población ha sido diseñado. Este algoritmo sólo se aplica cuando dos poblaciones,  $\omega_1$  y  $\omega_2$ , han sido detectados en el análisis de histograma. Poblaciones  $\omega_1$  y  $\omega_2$  es definida de tal manera que, para un pixel  $x$  con temperatura  $t(x)$ :

$$t(x) \leq \tau_{opt} \Rightarrow x \in \omega_1 \quad \text{y} \quad t(x) > \tau_{opt} \Rightarrow x \in \omega_2 \quad (\text{ec. 3.10})$$

Los coeficientes de cohesión para las poblaciones  $\omega_1$  y  $\omega_2$ , y para todo el conjunto de datos se definen de la siguiente manera:

$$C_1 = \frac{R_1}{T_1}, \quad C_2 = \frac{R_2}{T_2}, \quad C = \frac{R_1 + R_2}{T_1 + T_2}$$

donde  $T_1$ , es el número total de comparaciones entre el centro de píxeles pertenecientes a la población  $\omega_1$  y los píxeles vecinos pertenecientes a cualquier población, está dada por:

$$T_1 = | \{ (x, y), \text{ tal que } y \in [N(x) \cap \mathbb{X}], \forall x \in \omega_1 \} |, \quad (\text{ec. 3.11})$$

y  $R_1$ , el número total de comparaciones entre los píxeles del centro y los vecinos que pertenecen a la población  $\omega_1$ , está dada por:

$$R_1 = | \{ (x, y), \text{ tal que } y \in [N(x) \cap \omega_1], \forall x \in \omega_1 \} |, \quad (\text{ec. 3.12})$$

Aquí  $R_2$  y  $T_2$ , se definen de manera similar mediante la sustitución  $\omega_2$  por  $\omega_1$  en las ecuaciones (3.11) y (3.12) y  $| \cdot |$  es definida como la cardinalidad del conjunto.

Alta cohesión significa que para un píxel dado que no está cerca al borde, es probable que píxeles colindantes pertenezcan a la misma población. Esto implica que la segmentación espacial del área dentro de la población  $\omega_1$  y  $\omega_2$  es validada.

Debido a que los frentes de la TSM son generalmente asociados con los procesos oceanográficos de mesoescala, se espera que los frentes sean bastante rectos (o al menos suave) en la ventana de 32x32 píxeles. Por otro lado, contornos de bordes rugosos son encontrados con mayor frecuencia en el límite de áreas de nubes o áreas de tierra; es decir, no son bordes entre las masas de agua. Debido a que borde largos a menudo no son frentes de temperatura válidos, ellos son menos fiables que frentes cortos.

### **3. Ubicación de píxeles bordes**

Los algoritmos a nivel de ventana tratados anteriormente fueron diseñados para detectar y confirmar la presencia de un borde en cada ventana individual. El último paso en este proceso es localizar los píxeles del borde en las



ventanas donde la presencia de un frente fue detectada y confirmada. La salida de este algoritmo es una imagen de bordes en el que cualquier píxel que no es un píxel de borde está fijado a una cuenta digital de cero. Los píxeles considerados píxeles de borde están establecidos a un valor igual al umbral de temperatura obtenida mediante el análisis de histograma.

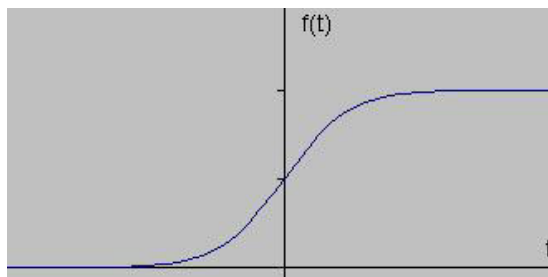
#### **b). Procesamiento a nivel de la imagen**

Finalmente, la imagen de borde obtenido a través del procesamiento a nivel de ventana contiene bordes de píxeles independientes. Por esta razón, un algoritmo de contorno continuo es incluido para completar el algoritmo para la detección frontal.

Algunos de los problemas asociados a la partición de bordes obtenida por el algoritmo a nivel de ventana se pueden corregir en el nivel de imagen mediante un algoritmo de seguimiento de contornos.

### **3.14 Método de detección de gradientes térmicos**

Los bordes en una imagen son franjas con fuerte intensidad de un píxel al siguiente. La detección de bordes de una imagen permite preservar las propiedades estructurales importantes en una imagen. Entre los métodos que se usan para la detección de bordes se diferencian en dos categorías, *gradiente* y *Laplaciano* (Bill Green 2002). **El método de gradiente** detecta los bordes mediante la búsqueda del valor máximo y mínimo en la primera derivada de la imagen. **El método Laplaciano** busca en cruces por cero de la segunda derivada de la imagen para encontrar los bordes. Un borde tiene la forma de una dimensión de una rampa y el cálculo de la derivada de la imagen puede destacar su ubicación. Supongamos que tenemos la siguiente señal (Figura 14), con un borde mostrado por el salto en la intensidad a continuación:



*Figura 14. Señal de borde en intensidad.  
Fuente: Edge Detection Tutorial. Bill Green 2002*

Este método de localización de un borde es característica del "filtro de gradiente", familia de filtros de detección de bordes e incluye el método de Sobel. Una ubicación de píxel declara una posición de borde si el valor de la pendiente excede cierto umbral. Como se ha mencionado antes, los bordes tendrán valores de intensidad de píxel más altos que los que lo rodea. Así que una vez que se establece un umbral, se puede comparar el valor de gradiente al valor umbral y detectar una ventaja cada vez que se supera el umbral.

*Por otro lado, el algoritmo de bordes de Canny (1986) en cambio es usado en el tratamiento de imágenes para la detección de contornos y en la detección de frentes oceánicos, en imágenes de baja resolución temporal y espacial (Royer et al., 2004). Sin embargo, puede ser muy útil en la detección de frentes de gran escala, por ejemplo frentes latitudinales o frentes en mar abierto, con imágenes compuestas mensuales con resoluciones mayor a 4 km (Nieto, 2009).*

Sin embargo, cuando el objetivo es calcular las estructuras de mesoescala en imágenes de alta resolución como de 1 km, el algoritmo ya no es tan robusto, sobre todo por el problema de ruido provocado por las nubes y por las características de los frentes oceánicos en las zonas costeras de surgencia, los que son muy cercanos unos a otros. Un valor alto de la magnitud del gradiente indica que ese gradiente tiene una alta probabilidad de ser un pixel-borde (Nieto, 2009).

### 3.15 Proceso de detección de estructuras oceánicas

A partir de este sub capítulo se describen los procedimientos que se realizaron para la detección de frentes oceánicos, gradientes térmicos, clasificación de tipos de frentes, validación de la relación frentes-gradientes y la elaboración de los diagramas de Hövmoller para estudiar la variabilidad interanual.

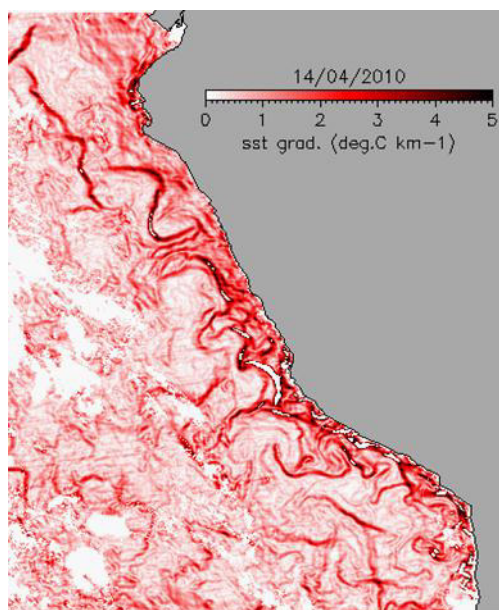
#### 3.15.1 Mejoramiento de imágenes de TSM

Antes de la detección de frentes se realizó el suavizado (smoothing) de las imágenes de TSM propuesto por Roa-Pascuali et al. (2015), para eliminar el ruido introducido por el sensor y los efectos atmosféricos no corregidos. El procedimiento de suavizado ayuda a preservar la información válida del ruido original (la señal de alta frecuencia en el dominio espacial) mejorando la calidad de la detección frontal posterior.

El suavizado se basa en un filtro mixto con valores de kernel de 5 y 7 píxeles y en la detección más o menos intensa de acuerdo al valor del gradiente, el cual es un valor mediano que separa ventanas antes de la detección de frentes, maximizando la calidad en la detección de frentes.

#### 3.15.2 Detección de gradientes térmicos

La detección de gradientes térmicos se realizó a partir de imágenes diarias de temperatura superficial de mar aplicando la función del operador de Sobel en el programa IDL (Figura 15). Se realizó composiciones mensuales y anuales, con el propósito analizar su variabilidad espacio temporal y a través de diagramas de Hövmoller por latitud desde el 2003 al 2015 desde la línea costera hasta las 100 millas náuticas (mn) y desde las 100 mn hasta las 200 mn permitiendo comparar la ocurrencia de gradientes a diferentes distancias de costa. Asimismo, se realizó un análisis de acuerdo a su intensidad, con el propósito de proponer una clasificación de gradientes.



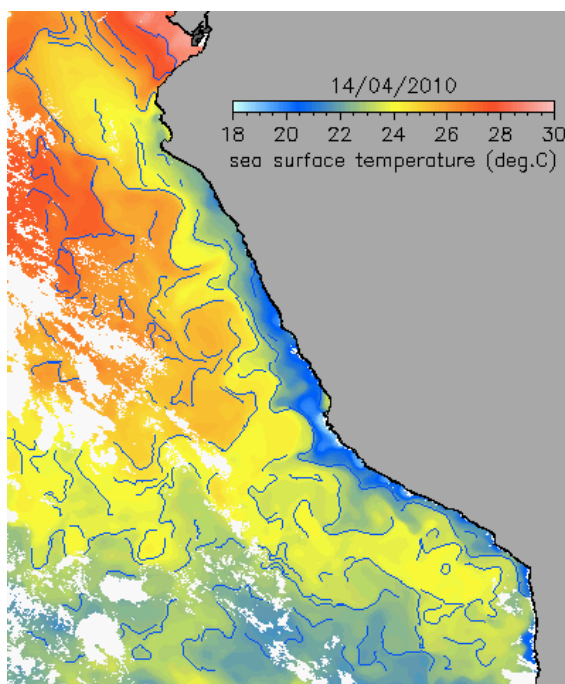
*Figura 15. Gradientes térmicos del mar a partir de imágenes de TSM.  
Fuente: Elaboración propia*

Se relacionara si gradientes de alta intensidad están asociados a la ocurrencia de frentes térmicos, a través de la superposición y cálculo de estadísticas de imágenes frentes-gradientes a diferente temporalidad e intensidad de gradientes, con el objetivo de identificar condiciones de baja o alta intensidad relacionados a frentes débiles o fuertes, así como la detección de falsos frentes. La validación frentes-gradientes será el primer paso para la caracterización de frentes térmicos en el sistema de afloramiento peruano.

### 3.15.3 Detección de frentes oceánicos

Para la detección de frentes térmicos se usó el algoritmo SIED elaborado por Cayula y Cornillon y adaptado por Nieto et al. (2012). El cálculo se realizó sobre imágenes 'suavizadas' (smoothing) para ventanas de 16x16, 24x24 y 32x32 píxeles, con el propósito de comparar la detección para cada tamaño de ventana.

El cálculo se realizó con datos diarios y promedios mensuales de TSM, con los cuales se analizó la variabilidad espacial y temporal, dado que los procesos de mesoescala son de larga persistencia temporal, figura 16.



*Figura 16. Frentes térmicos detectados sobre imagen de TSM.  
Fuente: Elaboración propia*

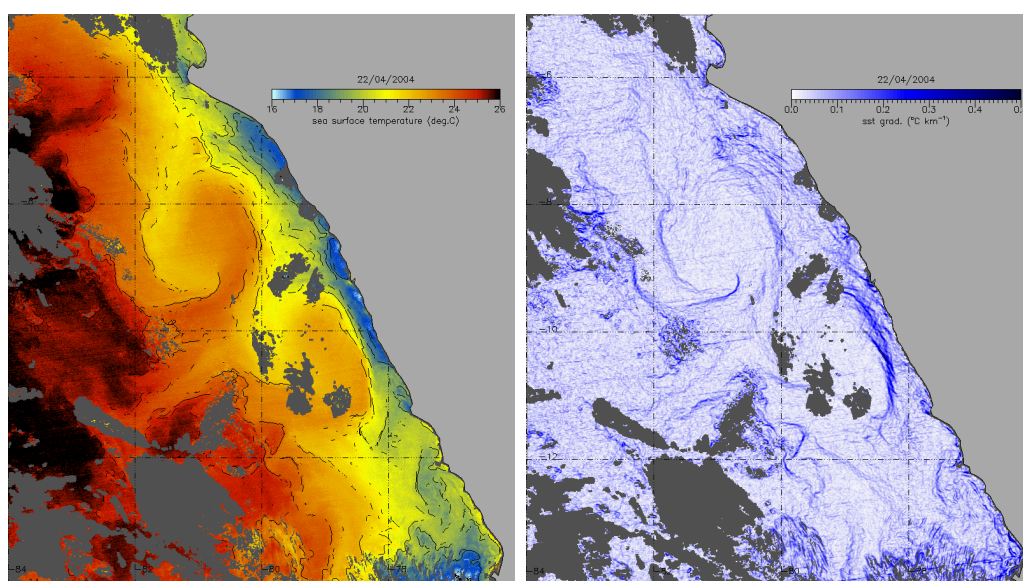
La caracterización de frentes del mar peruano fue analizada teniendo en cuenta atributos en relación a su localización espacial y persistencia temporal. Entre los principales atributos a analizar están:

- **Ocurrencia espacial**, permite identificar las regiones donde se presenta mayor ocurrencia de frentes y si su localización corresponde a un tipo o clase de frente que puede ser costero u oceánico.
- **Persistencia**, está referido al número de veces o al tiempo de duración aproximado en una determinada área. El análisis de persistencia se hará a través del cálculo de número de observaciones de ocurrencia de frentes promedio mensual para identificar patrones de recurrencia.
- **Clase**, comprende una clasificación de tipos de frentes, los cuales estarán asociados a un rango de intensidad de gradientes.

### 3.15.4 Relación entre la detección de frentes y gradientes.

A cada pixel-frente detectado por el algoritmo SIED se le ha asignado un valor de intensidad de gradiente térmico asociado, obtenido a partir de un umbral o rango de gradientes través del análisis conjunto de histogramas, con el objetivo de realizar una clasificación de frentes según la intensidad del gradiente (Figura 17).

La clasificación de los tipos de frentes se hizo con el programa `class_median` en IDL, `class_median` calcula la ocurrencia mayor entre clases de frentes de una serie de tiempo. La ventaja de usar `class_median` es que permite una clasificación más precisa tanto para zonas oceánicas como para regiones asociados procesos de afloramiento costero.



*Figura 17. Detección de frentes oceánicos en relación a intensidad de gradientes térmicos. Fuente: Elaboración propia*

Para una mejor visualización de las clases de frentes se aplicó técnicas de dilatación o buffer a los pixeles. Asimismo, se realizaron composiciones mensuales interanuales de todo el periodo por tipo de clase y se elaboró el programa `front_density` en IDL para calcular una estadística mensual de densidad frontal en porcentaje (%) a partir de las clases de frentes diarias, así como diagramas de Hövmoller que muestran las áreas que ocupan cada clase

de frente, con el objetivo de analizar la ocurrencia y variabilidad espacio temporal de los frentes térmicos en el mar peruano.

#### 3.15.5 Clasificación de tipo de frentes por intensidad de gradientes.

Definido el rango de gradiente que corresponde a cada clase de frente obtenido a partir de eficiencia de detección y la validación frente-gradiente, se elaboró el programa `front_class` en IDL para representar espacialmente cada clase en el área de estudio, con el objetivo de caracterizar su variabilidad espacio temporal y para la elaboración de diagramas de Hövmoller mensual de estas clases de frentes, para una mejor visualización en formato de mapas se aplicó un buffer a los pixeles frente.

#### 3.15.6 Variabilidad interanual de frentes, gradientes y clases de frentes.

Se realizó diagramas de Hövmoller interanuales de la distribución espacial de frentes oceánicos, gradientes térmicos y de las clases de frentes para el periodo 2003 al 2015, para una región comprendida desde la costa hasta las 100 mn y otra desde las 100 hasta las 200 mn. El objetivo es determinar hasta que distancia a costa se presentan los frentes oceánicos y su influencia en otros procesos de mesoescala.

## Capítulo IV

### Resultados y Discusión

En este capítulo se presentan: a) resultados de la determinación del método de convolución, el tamaño de ventana y el valor del kernel óptimo para la detección e identificación de frentes oceánicos, b) el grado de correlación entre la ocurrencia de frentes oceánicos y gradientes térmicos en términos de detección y validación según intensidad de gradientes, y c) la variabilidad espacial y temporal de la ocurrencia de frentes oceánicos y gradientes térmicos en el SAP a partir de una clasificación y caracterización espacio temporal, durante el periodo 2003 al 2015.

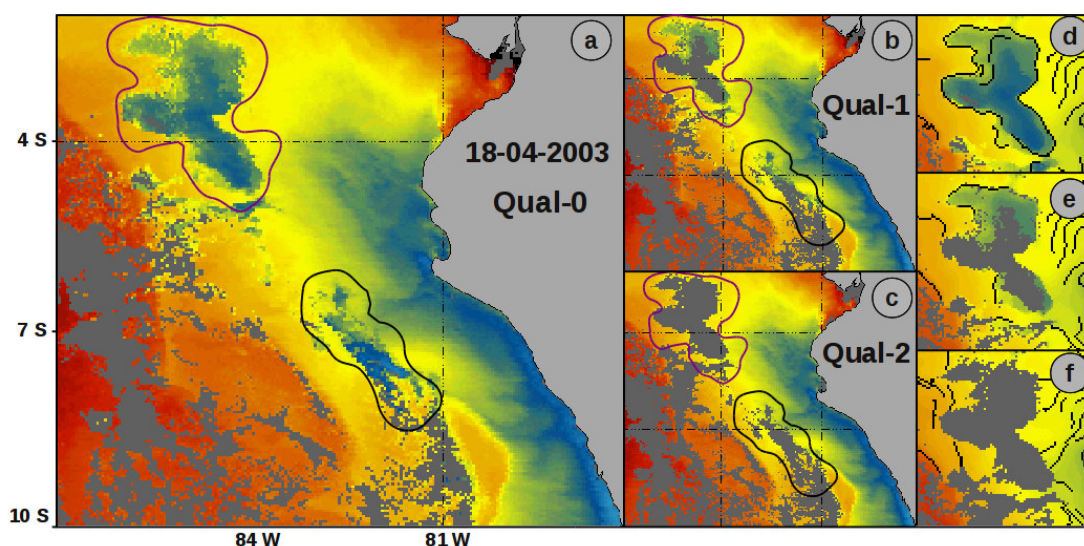
#### 4.1 Diferencias entre calidades de imágenes de TSM.

Los datos de TSM del sensor Modis-Aqua están disponibles en internet en tres tipos de calidades (Qual0, Qual1 y Qual2) de acuerdo al nivel del enmascaramiento de las nubes. Antes de realizar el procesamiento se analizó la calidad de cada tipo de enmascaramiento, la figura 18 muestra las diferencias de calidades de TSM según la máscara de nubes aplicada.

La máscara o filtro de nubes en las imágenes de TSM de calidad Qual0 presenta generalmente un deficiente enmascaramiento en áreas donde se presentan nubes dispersas y tenues, originando el registro de valores erróneos de TSM muy bajos en los bordes de las áreas de nubosas respecto a la temperatura circundantes (Figura 18a), estos valores bajos significan la “contaminación” de los píxeles de la imagen, originando posteriormente la



detección de falsos frentes y gradientes de alta intensidad (Figura 18d). Las imágenes de calidad Qual1 (Figura 18b) presentan mejor máscara de nubes respecto a la de tipo Qual0, los valores bajos que se registran alrededor de las áreas nubosas fueron eliminados (Figura 18e), permitiendo registrar menos cantidad de píxeles “contaminados”.



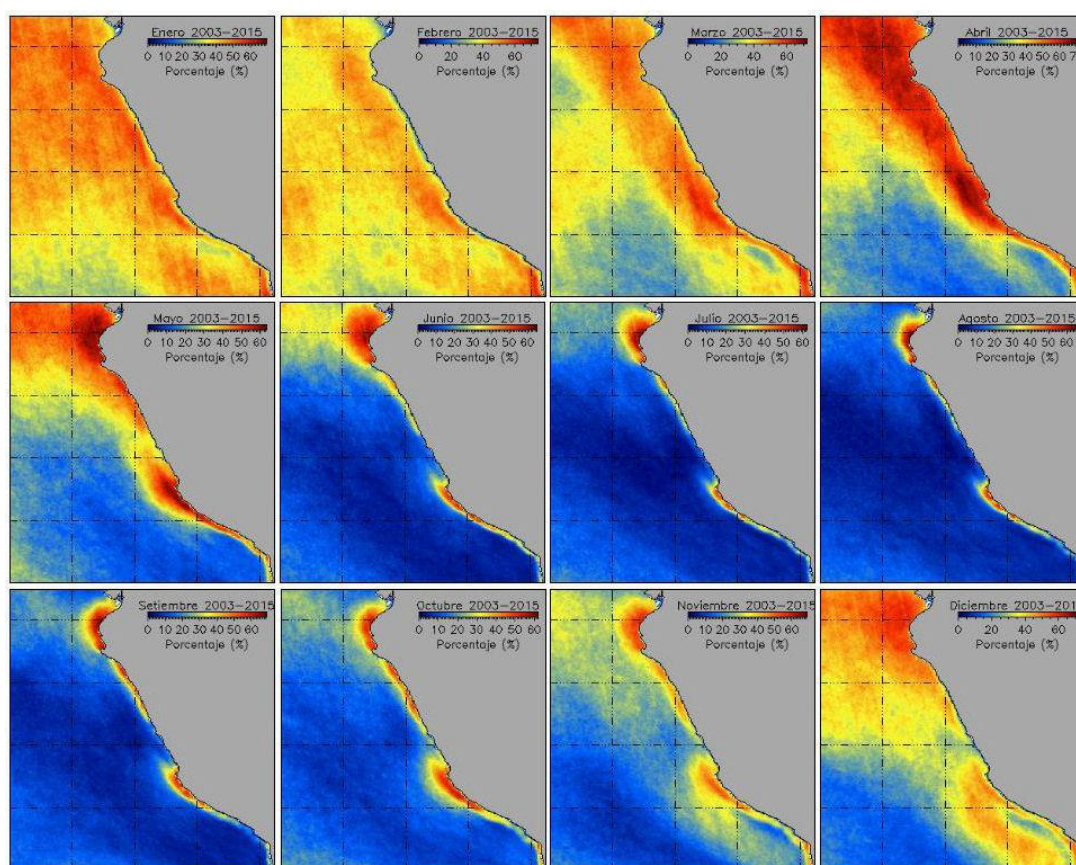
*Figura 18. Tipos de calidades de TSM de acuerdo a la máscara de nubes en (a, b y c), detección de frentes sobre diferentes calidades de TSM (d, e y f). Fuente: Elaboración propia.*

La información de TSM de calidad Qual2 de la figura 18c, presenta una óptima detección de frentes alrededor de las áreas identificadas como nubes en la región oceánica (Figura 18f). Sin embargo, en la zona costera se registra la pérdida de información, con la consiguiente pérdida de detección de frentes en las áreas de afloramiento. Por lo tanto, en esta tesis se usó información de TSM de tipo Qual1 a la cual se le aplicó técnicas de mejoramiento para la mejor detección de frentes y que son explicados en el capítulo 4.4.

Otra característica importante sobre la calidad de la información de TSM, es el grado de afectación debido a la nubosidad. Esto se debe a que el aire frío y seco que trasladan los vientos alisios desde el sur este hacia la costa, al atravesar la región oceánica de temperaturas bajas condensan la humedad que contiene formando las nubes, originando que gran parte del año la costa peruana y la región oceánica hasta más de las 200 mn presente una alta

cubierta nubosa. Motivo por el cual, se ha calculado el número de observaciones diarias con información disponible de TSM para cada pixel a través de climatologías mensuales, con el propósito de identificar el grado de afectación de la nubosidad en la disponibilidad de la información y principalmente en la detección de frentes.

La figura 19 presenta la climatología mensual del porcentaje del número de registros de TSM disponible por pixel, el cual indica mejor disponibilidad de información satelital desde noviembre a mayo (desde mediado de primavera - verano – hasta mediado de otoño), mientras que durante los meses de junio a octubre el mar peruano presenta mayor disponibilidad información de temperatura solo en áreas de intenso afloramiento.

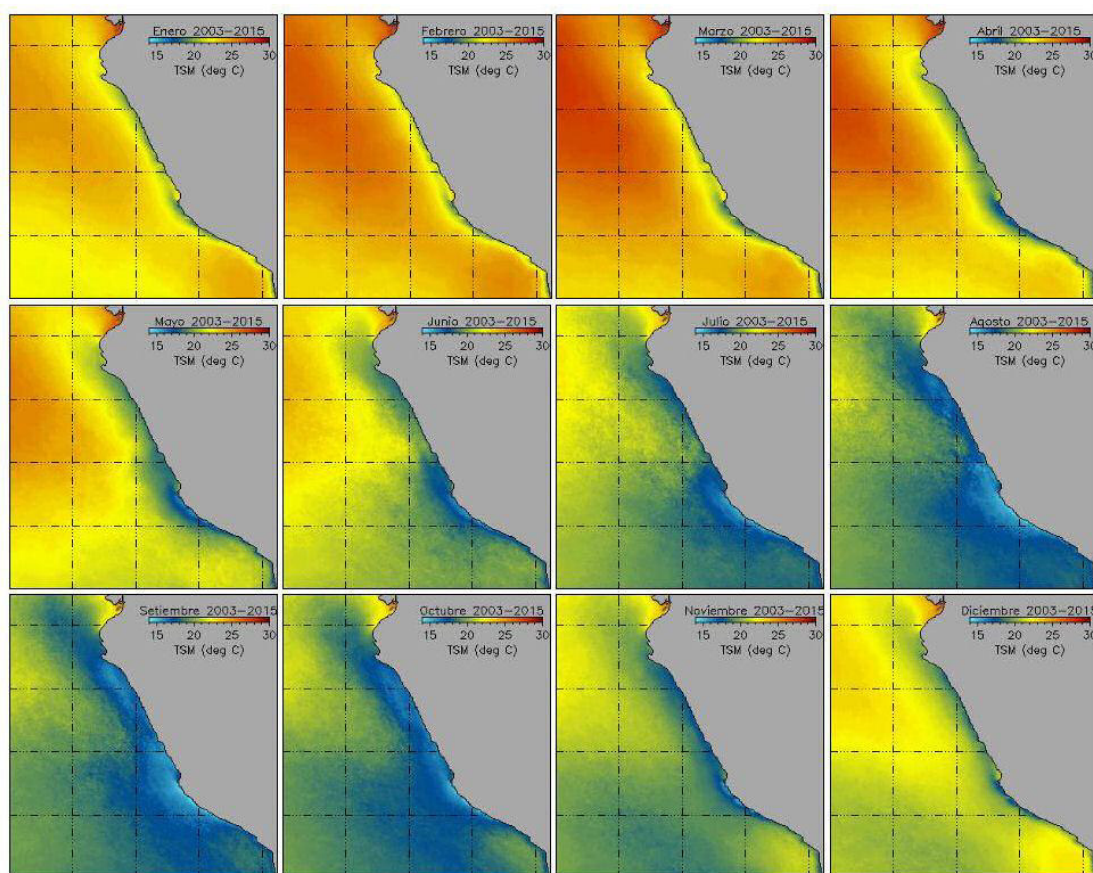


*Figura 19. Climatología mensual del número de observaciones de TSM disponible por pixel. Los colores de amarillo a rojo representan las áreas con mayor disponibilidad de información, mientras que los tonos azules indican menor disponibilidad de información. Fuente: Elaboración propia.*

## 4.2 Climatología de la temperatura superficial del mar peruano.

Se realizó la climatología mensual de TSM del periodo 2003-2015, con el objetivo de analizar su variabilidad espacio temporal, para un posterior análisis de relación con la distribución de los frentes.

La climatología mensual de TSM (Figura 20) muestra que durante los meses de verano las isotermas  $>21^{\circ}\text{C}$  se registran a lo largo del litoral a consecuencia del desplazamiento de aguas cálidas oceánicas desde el noroeste ecuatorial hacia la costa del Perú, alcanzando  $25^{\circ}\text{C}$  en promedio a fines de febrero. A partir de abril (otoño austral) la temperatura desciende progresivamente debido al afloramiento costero como producto del incremento de la intensidad de los vientos alisios y la dinámica de las corrientes marinas, siendo la zona costera entre Pisco hasta San Juan de Marcona la región con mayor afloramiento de aguas frías con temperaturas entre  $17^{\circ}\text{C}$ - $18^{\circ}\text{C}$ .



*Figura 20. Climatología mensual de la TSM del sensor Modis-Aqua para el periodo 2003-2015. Fuente: Elaboración propia*



Posteriormente, durante los meses de invierno (julio a setiembre) la temperatura del mar registra valores entre 16°-22°C desde la costa hasta la región oceánica. Finalmente, a partir de octubre el mar nuevamente vuelve a calentarse, las áreas con aguas frías producto del afloramiento se reducen considerablemente debido al ingreso de aguas cálidas ecuatoriales con temperaturas entre 23°-24°C, cerrando el ciclo estacional de variabilidad de la temperatura del mar peruano.

#### 4.3 Detección de frentes sin mejoramiento de la imagen de TSM.

La detección de frentes con el algoritmo SIED de Cayula y Cornillon (1992), ha sido adaptada con mejoras en el enmascaramiento de nubes y el uso de ventanas múltiples que propuesto por (Nieto et al., 2012), en principio se utilizaron imágenes de TSM sin ningún tipo de mejoramiento. Sin embargo, Roa-Pascuali et al. (2015) propusieron técnicas de suavizado “smoothing” como un paso preliminar antes de la detección de frentes térmicos.

La detección de frentes utiliza un método de convolución que permite multiplicar conjuntamente dos matrices que pueden ser de diferentes tamaños para obtener una matriz de números diferente de la misma dimensionalidad y tipo específico en toda la imagen y para todos los píxeles. Sin embargo, la eficiencia de utilizar el smoothing en la detección de frentes asociados a gradientes débiles o fuertes no es la misma para cada método de convolución, como se verá más adelante.

Esto significa que el resultado óptimo en términos de detección de frentes a través del procesamiento y estudio de varios métodos de convolución (median, gaussian y smooth), así como por diferentes tamaños de ventana (16x16, 24x24 y 32x32 píxeles) y valor de kernels de acuerdo con la intensidad local de los gradientes. Básicamente, cuando el gradiente es bajo (lejos de la costa) el mejor resultado es obtenido con un smoothing fuerte (kernel 7x7);

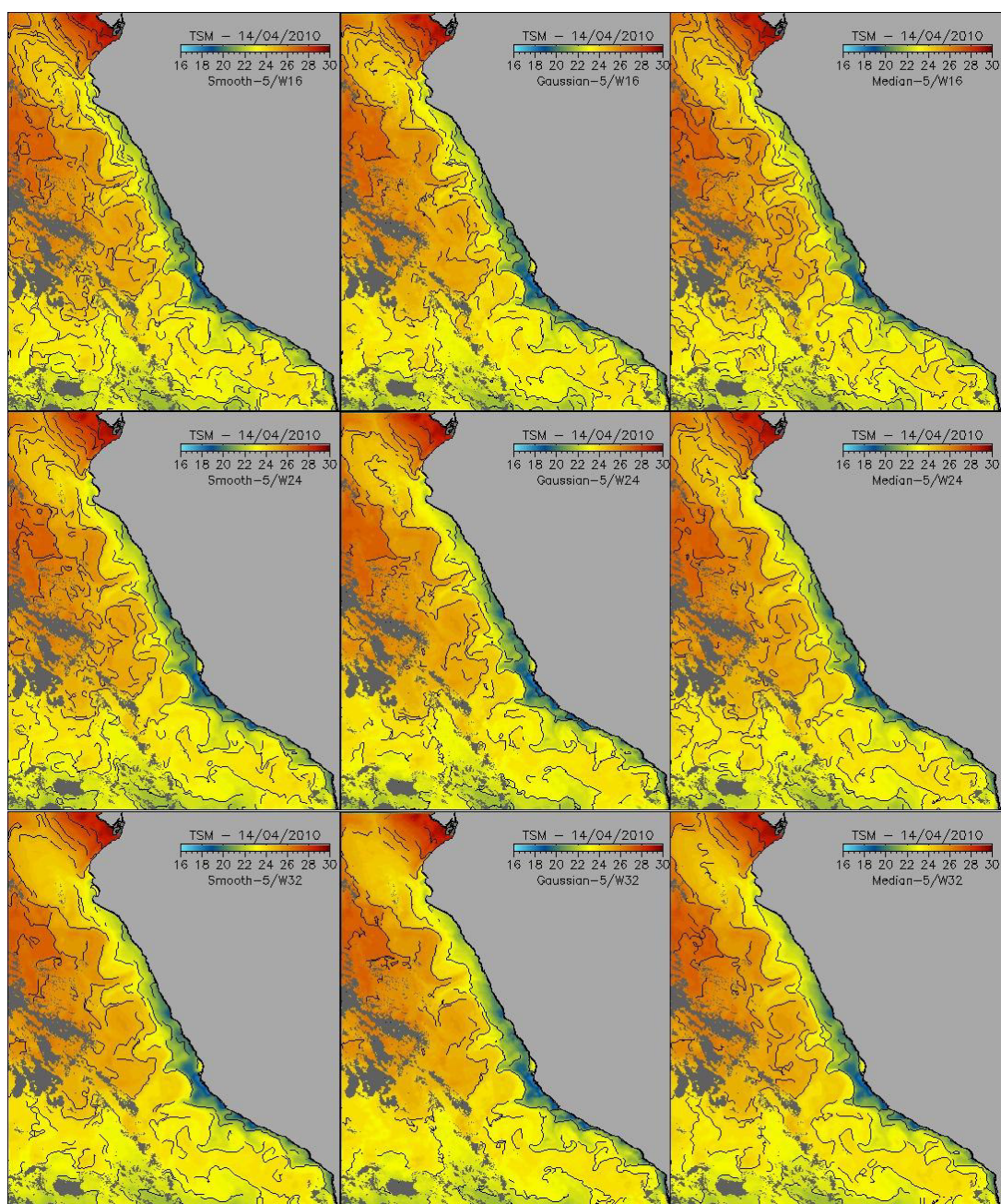
mientras que cerca de la costa generalmente un tamaño bajo de kernel es mejor (kernel 5x5), evitándose de esta forma la segmentación de frentes.

Con el propósito de comparar los resultados obtenidos por Roa-Pascuali et al. (2015), en esta tesis se procesó la información con diferentes métodos y tamaños de ventanas sobre imágenes sin suavizado, con el objetivo de comparar la detección preliminar de frentes oceánicos con las convoluciones median, gaussian y smooth, para determinar cualitativamente cual es el método más adecuado para el sistema de afloramiento peruano.

Para identificar las diferencias de detección de los métodos gaussian, median y smooth se muestra como ejemplo la detección de frentes oceánicos con un kernel de 5x5, para ventanas de 16x16, 24x24 y 32x32 pixeles para el día 14 de abril del 2010, (Figura 21).

Los tres métodos de convolución registraron mayor número de frentes con una ventana de 16x16 en relación a las de 24x24 y 32x32 pixeles. La ventana de 16 pixeles presenta mayor cantidad de frentes costeros, así como frentes cortos (de menor longitud) o segmentados. El método smooth presenta frentes paralelos muy cercanos, debido a que es un método que detecta frentes donde hay baja intensidad de gradientes, dado que realiza un suavizado durante el procesamiento. Sin embargo, para este tamaño de ventana el método median registra mejor delineación en cuanto a la detección de estructuras más completas y continuas.

Por otro lado, con una ventana de 24 pixeles hay menor detección de frentes, la característica del método smooth para este tamaño de ventana son: ocurrencia de frentes muy cercanos o frentes dobles, frentes continuos que en algunos casos debieron segmentarse, poca detección de frentes en la región oceánica. El método gaussian en cambio presenta frentes continuos, más completos y mejor definidos en relación a bordes de alto gradiente térmico. Con el método median, se presenta mayor número de frentes costeros y mejor definidos.



*Figura 21. Detección de frentes por los métodos smooth, gaussian y median (línea de color negro) con un kernel 5 para una ventana de 16, 24 y 32 píxeles sobre imagen de TSM. Fuente: Elaboración propia*

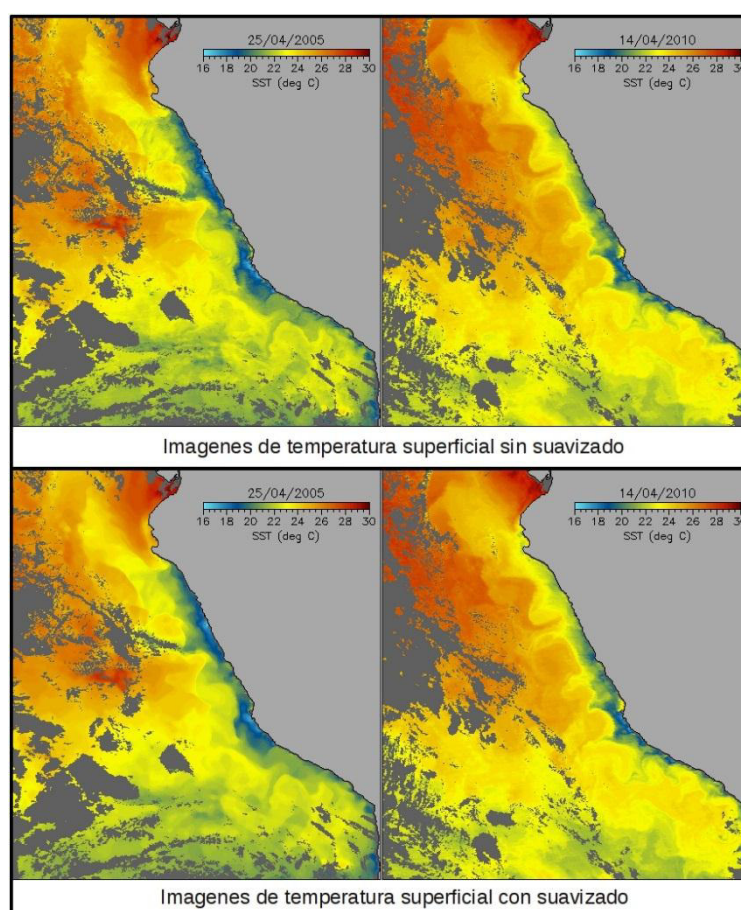
Para una ventana de 32 píxeles, la convolución median de kernel 5x5 presentó frentes mejor definidos en los bordes donde se puede distinguir fácilmente la presencia de un fuerte gradiente. Sin embargo, la detección de frentes con una ventana más grande presenta menor detección de frentes que con una ventana de 16 píxeles. Esto es significativamente importante porque permite analizar la autenticidad de frentes muy pequeños o falsos frentes y cuya

ventaja es que permite una mejor caracterización de su ocurrencia cuando se requiere hacer un análisis mensual de una serie extensa de datos.

#### 4.4 Proceso de mejoramiento de imágenes de TSM.

El proceso de mejoramiento de las imágenes de TSM se realizó a través de la aplicación de un suavizado (smoothing) con un filtro median de acuerdo al gradiente asociado, con el objetivo de mejorar la nitidez y eliminar el ruido, maximizando la calidad en la detección.

La figura 22, muestra imágenes de TSM del 25 de abril 2005 y del 14 de abril 2010 de tipo “Qual1”, en ambos días se identificó claramente estructuras oceanográficas como remolinos ciclónicos y anticiclónicos, filamentos.



*Figura 22. Aplicación del mejoramiento o suavizado (smoothing) de los pixeles de TSM, TSM sin suavizado (superior) y TSM con suavizado (inferior). Fuente: Elaboración propia*

A pesar de las diferentes calidades de los datos, es necesario realizar un suavizado a la imagen original, para mejorar los bordes de la imagen, ***“Una buena calidad de la imagen permite obtener y registrar frentes más continuos”***. Luego del suavizado de todas las imágenes, se realizó el cálculo del gradiente térmico con el algoritmo de Sobel.

#### 4.5 Detección de gradientes térmicos.

Los gradientes térmicos permiten identificar el grado de intensidad calórica entre 2 masas de agua de diferente temperatura en un área determinada. En este trabajo de tesis se calcularon los gradientes térmicos de toda la serie de tiempo usando el algoritmo de Sobel en el programa IDL,

Para un mejor entendimiento sobre la intensidad de los gradientes de TSM, la figura 23 muestra imágenes de diferentes rangos de gradientes del día 14 de abril del 2010. En **a)** se visualiza gradientes térmicos entre un rango de  $0.02$  a  $>0.25^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ , los gradientes de muy baja intensidad ( $<0.02^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ) que se localizan mayormente la zona oceánica no son visualizados (píxeles negros); en **b)** se muestran los gradientes  $>0.04^{\circ}\text{C Km}^{-1}$  de poca intensidad dentro de las 200 mn, aún se registra gradientes de baja intensidad de la zona oceánica que podrían estar asociados a falsa detección producto de la contaminación por nubes; **c)** imagen con gradientes  $>0.06^{\circ}\text{C Km}^{-1}$  que estarían relacionados a la presencia de frentes; **d)** gradientes  $>0.08^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ; **e)** gradientes  $>0.10^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ; y finalmente en **f)** gradientes con valor  $>0.12^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ .

Al incrementarse el valor de intensidad del gradiente, se observa la disminución del tamaño, cambio de la forma y la continuidad del gradiente. Por tanto, de acuerdo a su intensidad se puede clasificarlos en **i)** gradientes débiles con intensidad  $<0.023^{\circ}\text{C Km}^{-1}$  y **ii)** gradientes moderados a fuertes  $>0.023^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ , esta clasificación se basa en la asociación frentes-gradientes que será explicada posteriormente.



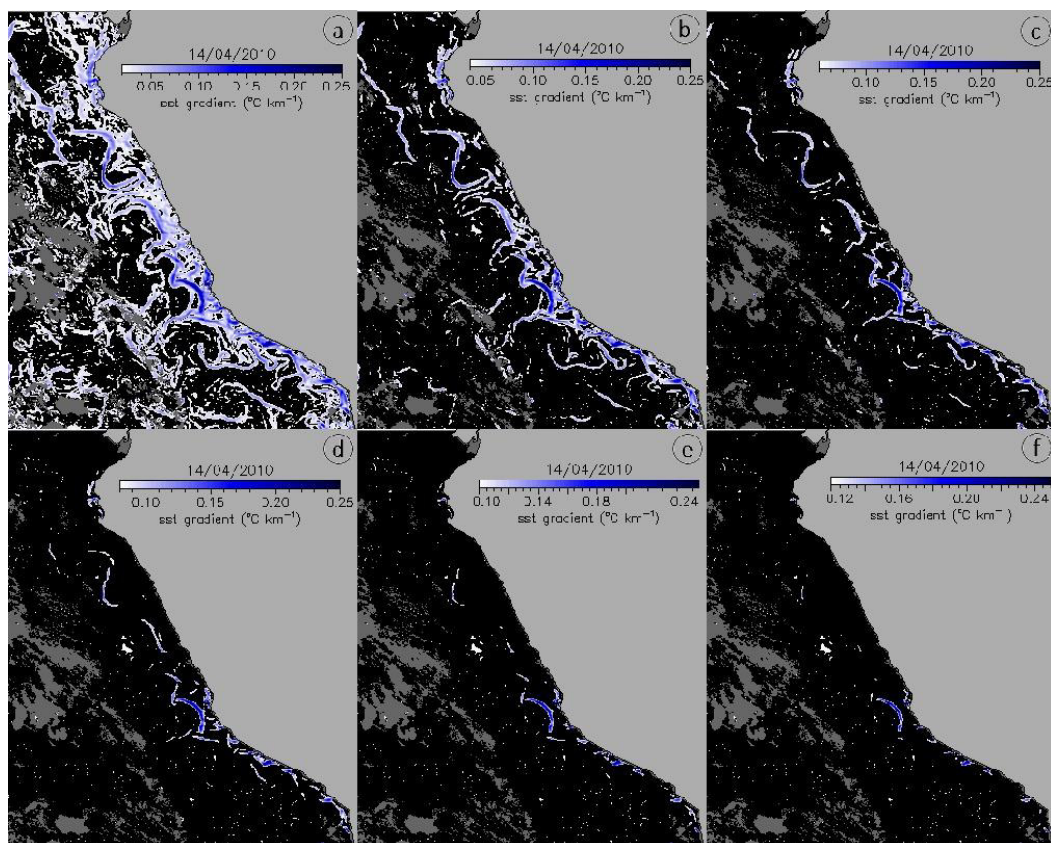
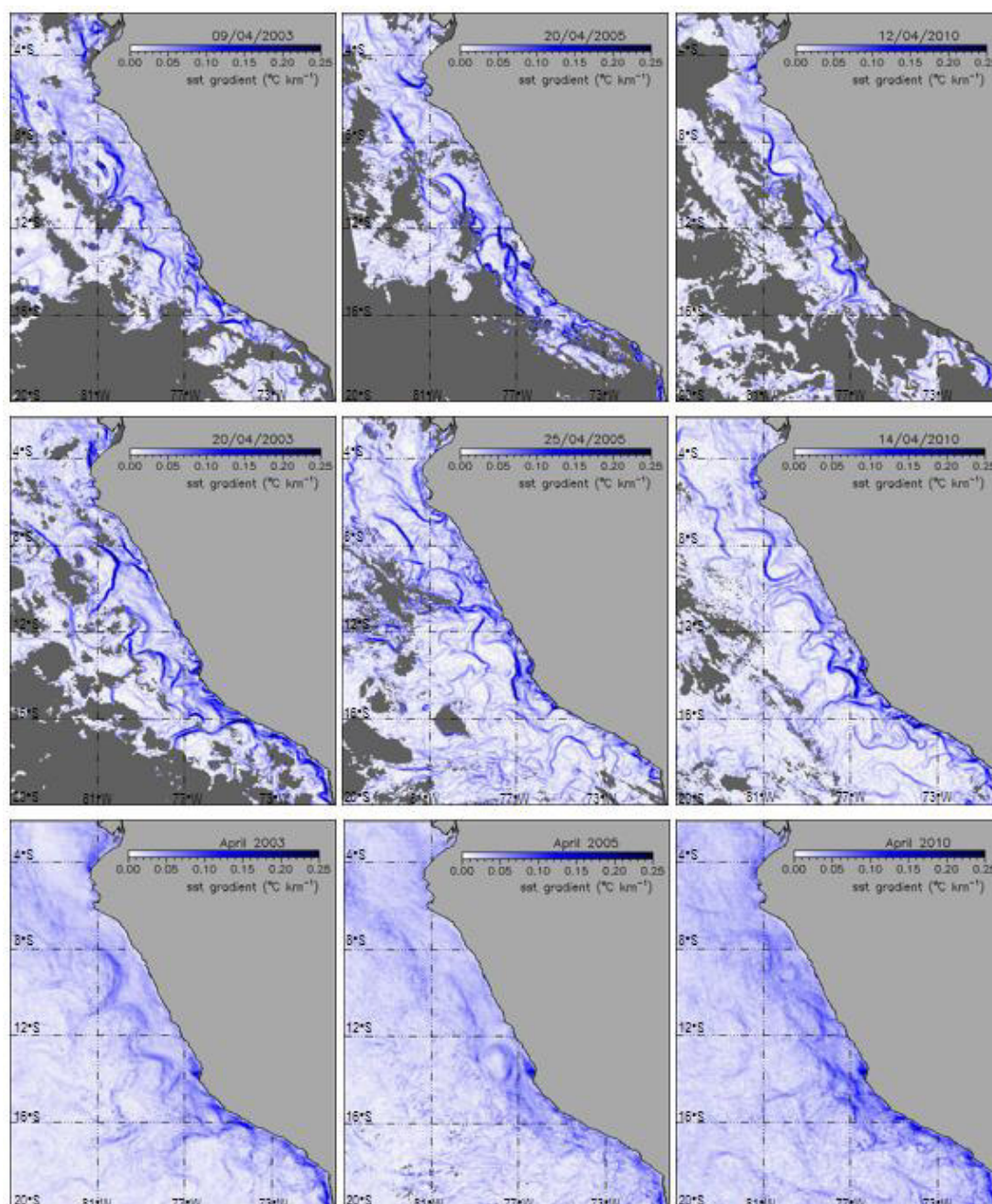


Figura 23. Diferencias de intensidades de gradientes térmicos, a)  $>0.02^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ , b)  $>0.04^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ , c)  $>0.06^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ , d)  $>0.08^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ , e)  $>0.10^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ , f)  $>0.12^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ . Fuente: Elaboración propia.

Identificado las diferentes intensidades que registran las imágenes de un día, es posible caracterizar su ocurrencia y como se localizan de acuerdo a su distancia a la costa para una serie de tiempo extensa que permita analizar su variabilidad espacio temporal y relacionarlo con variables biológicas. La importancia de los gradientes tal como lo refiere Bakun (2006) está en que estas zonas pueden ofrecer oportunidades para que se produzcan producciones y crecimientos localmente excepcionales.

Se procesaron gradientes térmicos diarios y se realizó composiciones mensuales con el propósito de identificar y comparar en una escala temporal la recurrencia espacial de los gradientes. La figura 24 muestra gradientes diarios parte superior y media, bien definidos que delimitan las formas y dimensión de las estructuras oceanográficas asociadas; también muestra imágenes de gradientes compuestos mensuales (parte inferior) en las cuales

se registra la alta recurrencia temporal y la extensión espacial de los gradientes de mayor intensidad.



*Figura 24. Imágenes de gradientes térmicos diarios (superior) y mensuales (inferior) calculados a partir de la TSM, las líneas de azul representa intensidad de gradientes. Fuente: Elaboración propia*

En ambos casos, la ocurrencia de gradientes de alta intensidad es más persistente mayor dentro de las 200 millas náuticas, las cuales esta asociadas

a procesos de afloramiento costero de aguas subsuperficiales y en las zonas de intercambio de masas de agua. Esto coincide con lo afirmado por Cayula-Cornillon (1995) quienes refieren que regiones de la alta variabilidad son detectadas a través imágenes de gradientes.

Asimismo, se observó la presencia de un gradiente permanente muy cercano al litoral que da lugar al frente de afloramiento costero, especialmente desde Pisco hasta la frontera sur. Carr et al. (2002) observaron que los gradientes frontales máximos a lo largo de la costa peruana tienen lugar a finales de verano, coincidiendo con el periodo de mayor detección de gradientes que se registraron en las imágenes. Se detectó además gran cantidad de gradientes de baja intensidad en océano abierto, que en su mayoría no estarían asociados a frentes térmicos.

En este contexto, gradientes de fuerte intensidad están relacionados a la presencia de frentes térmicos y tal como refiere Dewitte et al. (2011) los gradientes a lo largo de la costa peruana pueden ser modulados por vientos favorables de surgencia que tienen un marcado ciclo estacional, este ciclo estacional fue identificado a través de las clases de frentes.

Sin embargo, el algoritmo Sobel también calculo gradientes de baja intensidad, los mismos que durante el proceso de validación serán agrupados y clasificados.

La superposición de frentes-gradientes en una sola imagen permitirá identificar y validar las relaciones espaciales de **coincidencia** que refiere que dos eventos o tipos de información pueden compartir el mismo espacio, y que a partir de la **asociación** (relación de dependencia) encontrada se pueda realizar la clasificación de frentes a partir de gradientes basado en el criterio de intensidad del gradiente.

#### 4.6 Detección de frentes oceánicos

Luego del mejoramiento de las imágenes de TSM con el suavizado y con los gradientes térmicos calculados para toda la serie de tiempo, se realizó la detección de frentes oceánicos que fueron calculados tomando en cuenta la influencia de la intensidad del gradiente local, con el objetivo de realizar una clasificación de frentes a partir de esta asociación. Por tanto se usó el método condicional propuesto por Roa-Pascuali et al. (2015) implementado en el algoritmo SIED de Cayula y Cornillon.

Luego del análisis de las ventajas y desventajas que presenta la detección de frentes para los tres tamaños de ventana en el capítulo 4.3, se realizó una comparación en mayor detalle de los resultados de la detección de frentes para una ventana de 16 y 24 píxeles con un kernel mixto de tamaño 5-7 en imágenes previamente suavizados.

La Figura 25, muestra la detección de frentes para el día 14 de abril del 2010, el análisis visual permite identificar fácilmente contornos de frentes que se localizan entre dos masas de agua con diferente temperatura.

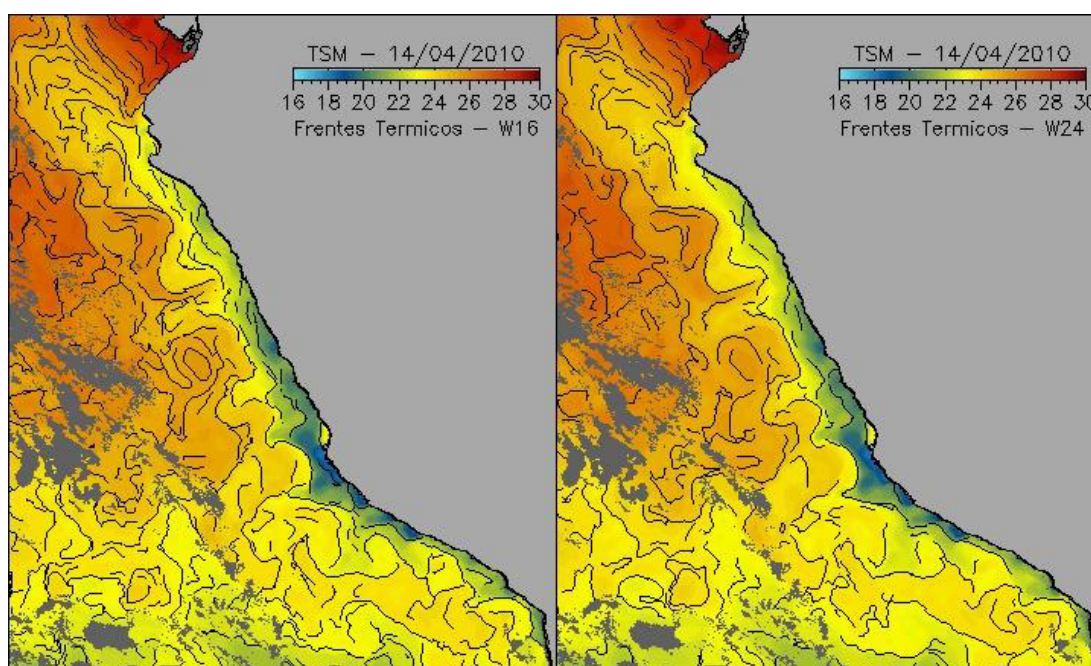
Como se explicó anteriormente, con una ventana de 16 píxeles se detectó mayor número de frentes, mayor cantidad de frentes cortos en la región oceánica, frentes más continuos y mejor definidos en zonas afloramiento costero. Asimismo, ante la presencia de estructuras oceánicas de mesoescala como remolinos y filamentos, una ventana de 16 píxeles detecta con mayor precisión el borde del frente asociado a esas estructuras (Figura 25).

Por otra parte, con una ventana de 24 píxeles la detección del número de frentes es menor, los frentes están asociados mayormente a gradientes de alta intensidad. Esta ventana tiende a detectar frentes menos segmentados, pero también es muy susceptible a no detectar frentes asociados a gradientes de baja intensidad propiamente identificados en zonas de afloramiento, lo cual es una desventaja teniendo en cuenta que el área de estudio es una región de intenso afloramiento costero. Esta característica coincide con lo afirmado



por Nieto et al. (2012) quienes refieren que los frentes son una consecuencia directa de la actividad de afloramiento costero.

A partir de este análisis por tamaños de ventana, se procesó toda la información utilizando una ventana de 16 pixeles, con un kernel mixto de 5-7 para un método de convolución median, debido a que con este tamaño se detecta más frentes en la zona de afloramiento, porque además presenta la ocurrencia de bordes continuos en áreas visiblemente identificadas como frentes y porque el uso de un kernel mixto de 5-7 asegura la una buena detección tanto en costa como en el océano abierto. Resultado similar fue encontrado por Roa-Pascuali et al. (2015), quienes encontraron una mejor eficiencia en la detección de frentes con el uso del suavizado de las imágenes y con un filtro median de 16x16 pixeles y kernel 5x5 pixeles para frentes “fuertes” y un kernel de 7x7 pixeles para frentes débiles.



*Figura 25. Detección de frentes de para tamaños de ventanas de 16 y 24 pixeles, usando una convolución condicional median con kernel mixto de 5-7 en función de la intensidad del gradiente. Fuente: Elaboración propia*

La persistencia de un frente puede ser cuantificada como la probabilidad de registrar un frente en particular en una determinada área en un tiempo de observación (Miller, 2009). Por tal motivo se realizó mapas compuestos

semanales y mensuales con el propósito de una mejor caracterización de los frentes.

Para la caracterización de la persistencia de frentes se realizó el cálculo del porcentaje de ocurrencia de frentes con el propósito de identificar las áreas donde se registra la mayor detección y su extensión espacial. La persistencia está relacionada al tiempo de duración de estructuras oceánicas como remolinos, según Chaigneau et al. (2008) los remolinos tienen un tiempo de duración alrededor de un mes, por lo que es probable que la ocurrencia de frentes asociados a alto gradiente puedan tener un similar tiempo de duración. La figura 26 muestra el % mensual de ocurrencia de frentes durante el periodo 2003-2015, la primera característica es que se observa claramente es que la ocurrencia de frentes tiene una relación espacial con la amplitud de la plataforma continental en toda la costa (5°S hasta 19°S) desde enero a mayo (tiempo condicionado a disponibilidad de información). Asimismo, la mayor ocurrencia y extensión se localiza en la zona centro-norte desde los 14°S (Pisco) hasta la frontera norte. Al sur de los 15°S la extensión longitudinal de los frentes es menor y muy pegado a costa, esta característica se puede observar inclusive durante los meses con menor información.

El mayor porcentaje de presencia de frentes en términos de recurrencia espacial se localizó en la forma de un borde continuo desde los 6°S (Punta Falsa) hasta la frontera sur, confirmándose la presencia de un frente de afloramiento. Este frente de afloramiento en el mar peruano coincide con la detección de frentes realizado en los Grandes Ecosistemas Marinos (LME, por sus siglas en ingles) y descritas por Belkin et al. (2009), el cual también está basado en la derivación automática con el algoritmo de detección de bordes de Cayula y Cornillon. Belkin describe que el Gran Ecosistema Marino de Humboldt está dominado por frentes costeros producto del afloramiento el cual está inducido por el viento, por la topografía o por las mareas, las que llevan el agua sub superficial a la superficie. Debido a que el agua sub superficial suele ser más fría que la capa superficial, surge un frente entre el agua fría ascendente y el agua más caliente superficial en el mar.



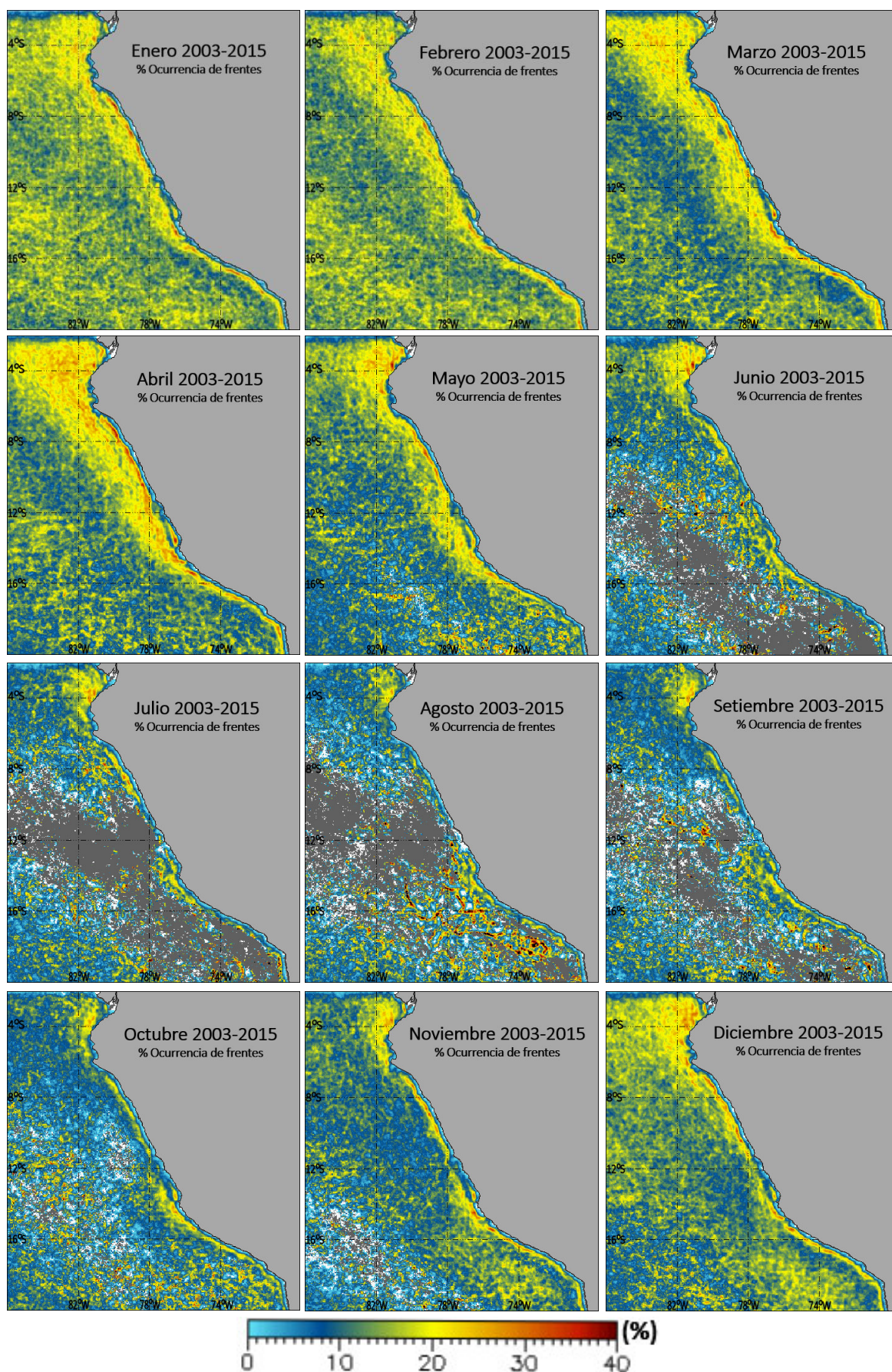


Figura 26. Porcentaje de ocurrencia de frentes mensual para el periodo 2003-2015. Los colores en amarillo y rojo indican áreas de mayor ocurrencia, mientras que en azul una menor ocurrencia. Fuente: Elaboración propia

La variabilidad estacional de la TSM observada a partir de promedios mensuales, coincide con lo afirmado por Belkin et al. (2009) acerca de que los datos de satélite revelan ciclos mensuales de frentes de TSM en el sistema de afloramiento peruano que dependen de la estructura frontal y los mecanismos físicos responsables de la formación del frente, tal como se observa en la figura 26.

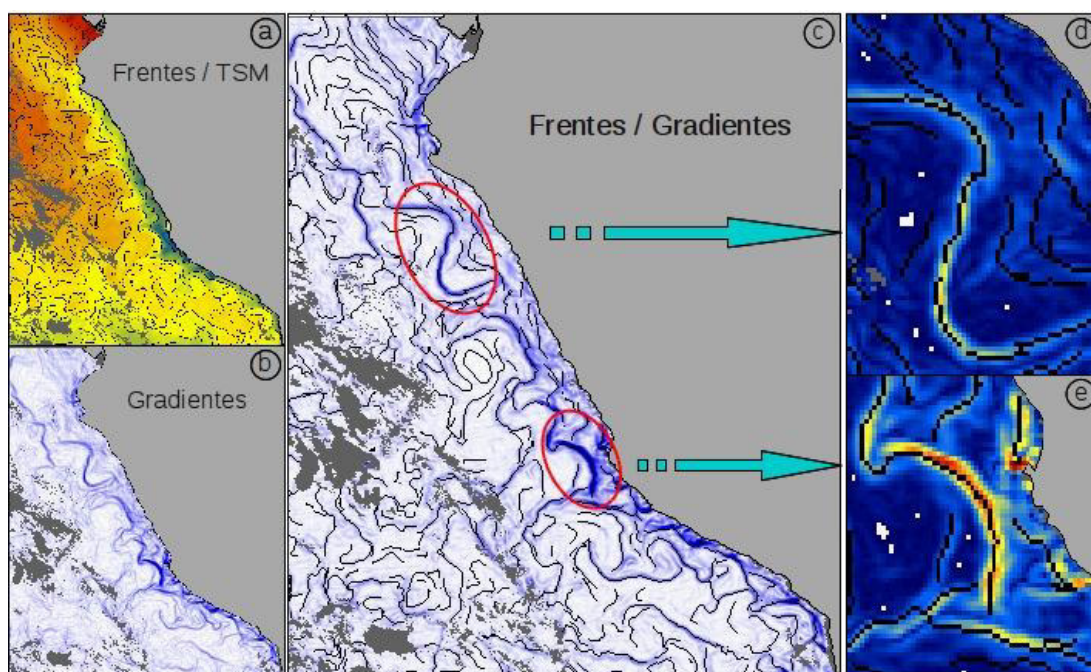
#### 4.7 Relación de frentes oceánicos e intensidad de gradientes.

Asumiendo que gradientes muy bajos ( $<0.002^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ) no representan la presencia de un frente, se determinó umbrales de intensidad de gradientes asociados a la presencia de un frente. Roa-Pascuali et al. (2015) usó dos intervalos de gradientes para definir dos tipos de frentes: frentes débiles (gradientes de  $0.02$  a  $0.042^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ) y frentes fuertes (gradientes  $>0.042^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ). En esta sección se explica el proceso de asociación frente-gradiente y la determinación de un valor de umbral para la validar la eficiencia de detección de frentes en el mar peruano.

Si bien, la ocurrencia de un frente oceánico generalmente está localizado dentro de un gradiente térmico de determinada intensidad tal como se observa en los círculos rojos de la figura 27c, también se identificó frentes que no están asociados a gradientes, localizados principalmente en la región oceánica (fuera de las 200 mn). Por otro lado, la superposición de frentes (líneas color negro) sobre diferentes intensidades de gradientes (imagen 27d y 27e) permite inferir la relación de duración o persistencia de un frente según la intensidad del gradiente y también la posibilidad de realizar una clasificación de frentes de acuerdo a la intensidad del gradiente asociado.

Debido a que los datos de TSM de tipo Qual1 presentan deficiencias en su máscara de nubes tal como se explicó en sección 4.1, afectando la detección tanto de frentes como de gradientes, es necesario utilizar un método de dilatación a ambos datos de previo al cálculo de eficiencia de detección y a la clasificación propia.

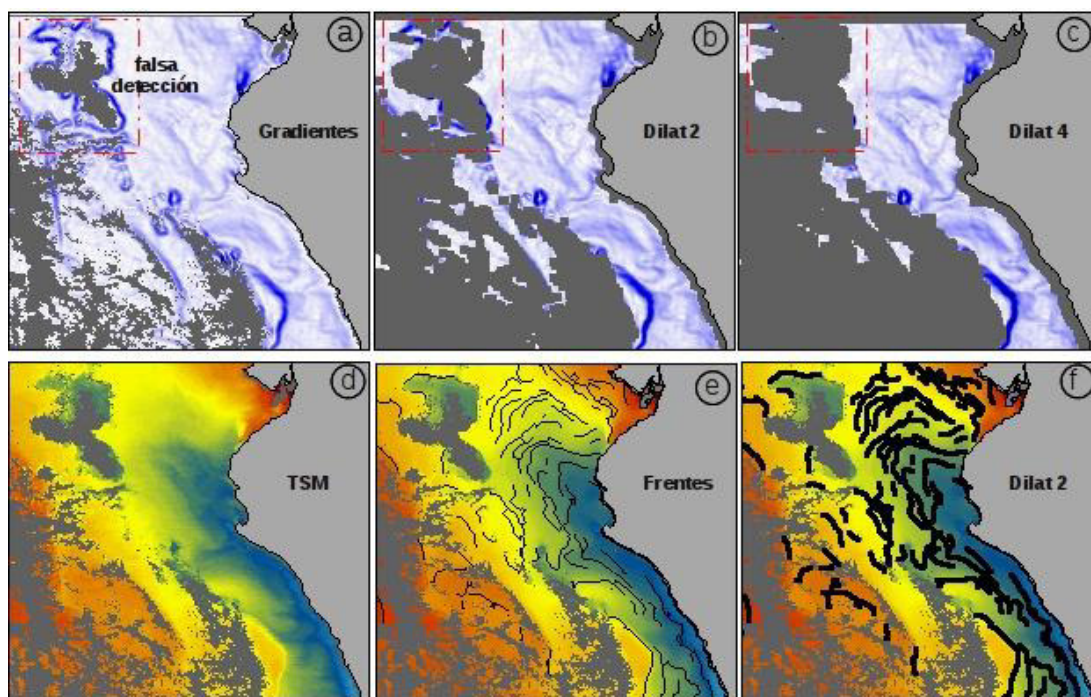




*Figura 27. Proceso de detección de frentes asociados a intensidad de gradientes. (a) frentes sobre TSM, (b) gradientes, (c) frentes sobre gradientes térmicos, (d-e) imágenes ampliadas de gradientes con diferentes intensidades localizadas sobre giros ciclónicos y anticiclónicos. Fuente: Elaboración propia*

El método de dilatación sobre imágenes de gradientes consiste en eliminar píxeles contaminados alrededor de las áreas identificadas como nubes, el uso del programa dilate en IDL debe evitar la eliminación de píxeles buenos. Para este caso se realizaron pruebas con el dilate con valor de 2, 4 y 6 píxeles eliminando falsos gradientes alrededor de las nubes tal como se observa en las imágenes 28a, 28b y 28c. Sin embargo, como se explicó un valor alto también puede eliminar gradientes correctamente detectados especialmente en el borde costero. Este procedimiento es importante porque optimiza la detección y clasificación de frentes asociados a intensidad de gradientes.

De igual manera, se realizó la dilatación para los frentes oceánicos, en este caso, la dilatación hace la función de un buffer, incrementando el ancho del frente según el valor de dilate usado que puede ser de 2 o 4 píxeles con el objetivo de maximizar la línea o borde de un frente en dos o más píxeles ante la presencia de un determinado gradiente asociado, mejorando el análisis de relación entre ambos tipos de información.



*Figura 28 Ejemplo de falsa detección de frentes y gradientes, a) imagen con detección de falsos gradientes (rectángulo rojo), b) uso de dilatación de 2 píxeles, c) uso de dilatación de 4 píxeles, d) imagen de TSM, e) cálculo de frentes y f) uso de dilatación de 2 píxeles sobre los frentes. Fuente: Elaboración propia.*

Durante el procesamiento se detectó gradientes residuales que no corresponden a frentes reales y no se detectan como tales, lo cual es bueno. Sin embargo, estos gradientes falsos deben ser excluidos tanto como sea posible del proceso de validación frentes-gradientes.

Para validar la eficiencia de detección un frente y la validación de la relación frente-gradiente se usó una muestra de 320 imágenes que corresponden a imágenes con mayor información disponible, de las cuales se extrajo valores del número total de píxeles de frentes asociados a intensidad de gradiente y el número total de píxeles de gradientes, ambos para 100 clases de gradientes utilizando el programa `front_stat_hist` en IDL. Estos valores fueron ordenados en tablas estadísticas a partir de las cuales se calcularon correlaciones entre ambos parámetros, así como histogramas de frecuencias del número total de detecciones de píxeles de frentes y gradientes.

#### 4.7.1 Eficiencia de detección de frentes

Para el cálculo de la eficiencia en la detección de frentes (definido como el número total de píxeles de frentes en una imagen); se probó diferentes tamaños de dilatación tanto para frentes como para gradientes, utilizándose una dilatación final de 2 píxeles para ambas variables. Con los datos obtenidos se elaboró el histograma compuesto de eficiencia de detección de frentes de la figura 29, donde las barras de azul representan el número de píxeles de los gradientes en la imagen y las de color rojo el número de píxeles de los frentes, ambos para 100 clases de gradientes en una escala relativa.

En el histograma de eficiencia de detección de frentes asociados a intensidad de gradientes (figura 29) se observó gradientes de baja intensidad ( $<0.023^{\circ}\text{CKm}^{-1}$ ) que espacialmente no representan la ocurrencia de un frente de aproximadamente más de 50%, también se registró una mejor asociación espacial de frentes a gradientes  $>0.042^{\circ}\text{CKm}^{-1}$ . Con este resultado se definió 3 umbrales de gradientes ( $0.007$ ,  $0.023$  y  $0.042^{\circ}\text{CKm}^{-1}$ ) a partir de la cual se propone realizar una clasificación de frentes.

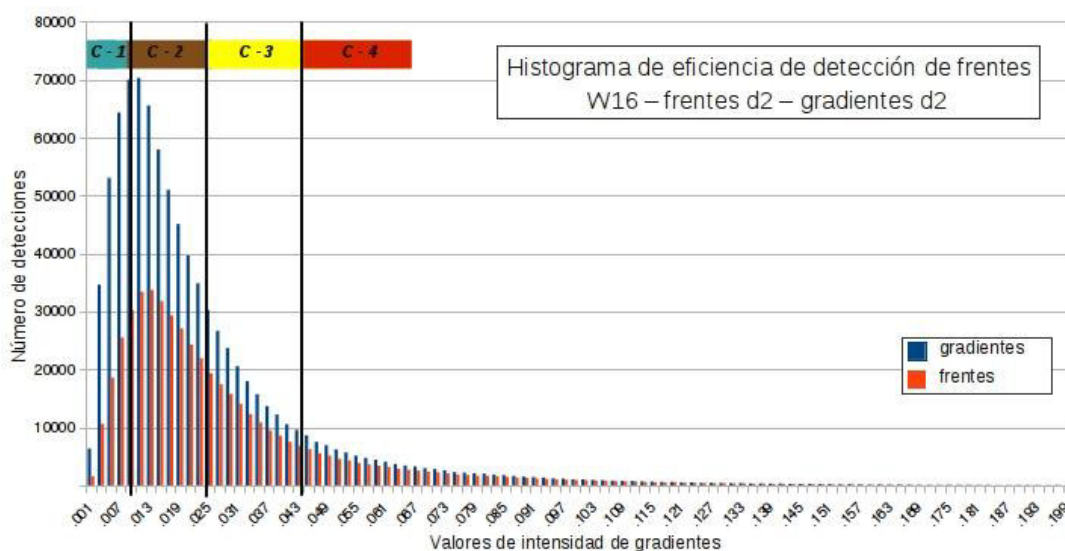


Figura 29. Histograma de la eficiencia de detección de frentes térmicos asociados a 3 umbrales de gradientes ( $0.007$ ,  $0.023$  y  $0.042^{\circ}\text{CKm}^{-1}$ ) y cuatro clases de frentes. Fuente: Elaboración propia.

Por tanto, de acuerdo a la relación frente-gradiente se propone 4 clases de frentes, **clase 1** (gradientes  $<0.007^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ) de color celeste, **clase 2** (entre  $0.008$  a  $0.023^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ) de color marrón, **clase 3** (entre  $0.024$  a  $0.042^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ) de color amarillo y **clase 4** ( $> 0.042^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ) de color rojo.

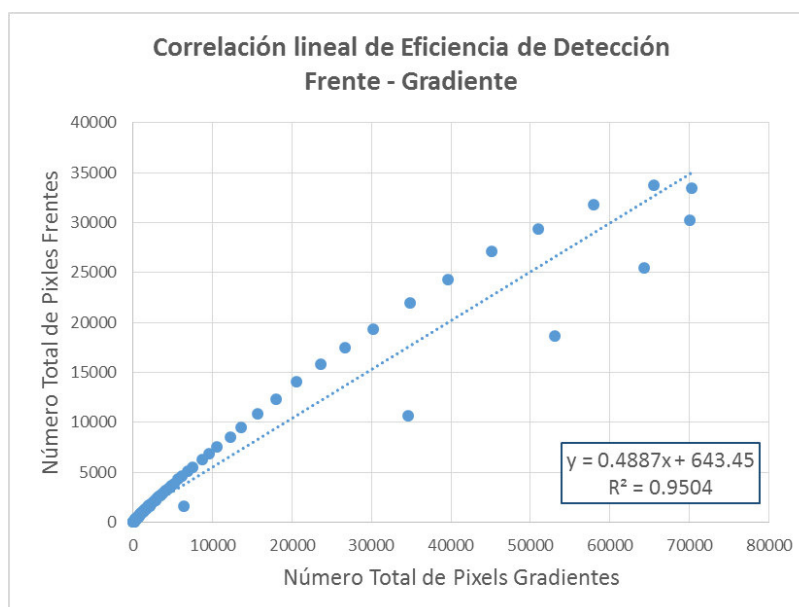
En términos de eficiencia en detección de frentes, las pruebas con diferentes valores de dilatación permitieron identificar que el mejor porcentaje de detección para cada clase 1 (33%), clase 2 (51%), clase 3 (67%), clase 4 (78%) y con un óptimo número de frentes (34000) fue detectado con 2 pixeles (Fren-dil2 /Grad-dil2) como se muestra en el cuadro 6. Los resultados indican que con un bajo valor de dilatación hay mayor número de detección de frentes pero con baja relación en porcentaje de asociación de frentes-gradientes para cada clase. Por tanto, un valor de dilatación de 2 pixeles asegura una óptima detección de frentes conjuntamente con el proceso de mejoramiento de la imagen “smoothing” y el uso de un kernel mixto de 5-7.

*Cuadro 6. Número de frentes detectados por diferentes valores de dilatación de gradientes y porcentaje de clases de frentes.*

Dilatación frentes	Dilatación gradientes	(% de detección de frentes sobre gradientes)				Número de frentes
		Clase 1	Clase 2	Clase 3	Clase 4	
Fren-dil2	Grad-dil2	33%	51%	67%	<b>78%</b>	<b>34000</b>
Fren-dil2	Grad-dil1	29%	44%	58%	68%	40000
Fren-dil2	Grad-dil0	21%	33%	47%	55%	46000

Fuente: Elaboración propia

La eficiencia de detección frente-gradiente con el valor de dilatación de 2 pixeles para frentes y gradientes, mostró una correlación positiva entre estas dos variables, con un coeficiente de correlación lineal de 0,9748 y coeficiente de determinación  $R^2$  de 0,9504 (Figura 30). Los valores atípicos (outliers) encontrados corresponden a la relación frente-gradiente de clase 1 y 2, los cuales tienen valores numéricamente distantes del resto de los datos e indican que los datos presentan baja relación.



*Figura 30. Correlación lineal de la eficiencia de detección de frentes por intensidad de gradientes. Fuente: Elaboración propia.*

La eficiencia de detección frontal planteada por Roa-Pascuali et al. (2015), fue teniendo en cuenta los dos tipos de frentes previamente definidos (frentes débiles y frentes fuertes). En la cual el tamaño de ventana muestra un gran efecto en la eficiencia de detección frontal, seguido por el tamaño del kernel y el tipo de filtro. Ratificando que una ventana de 16 pixeles presenta mayor eficiencia de detección, tal como previamente fue descrita en el capítulo 4.6.

#### 4.7.2 Validación de la relación de frentes-gradientes

Para la validación de la relación frentes-gradientes se usó un valor de dilatación de 2 pixeles para frentes y de 6 para gradientes, en este caso la validación es óptima cuando el valor de porcentaje de relación frentes-gradientes para cada clase de frentes es la mayor, tal como muestra el Cuadro 7. Esto significa una pérdida o diferencia en el número de detecciones de frentes debido al alto valor de dilatación aplicado a los gradientes, respecto al % que no ha sido detectado.

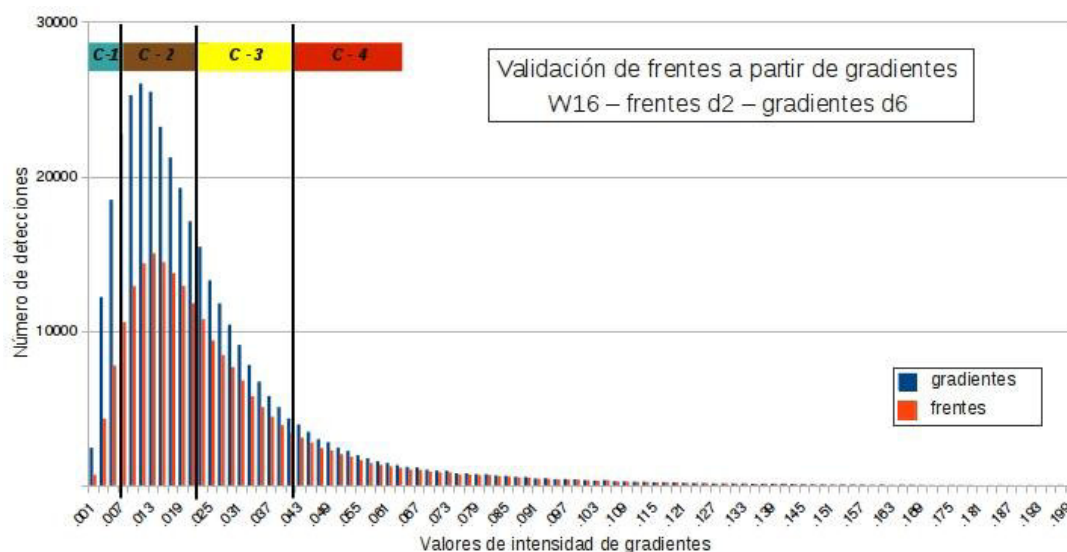


*Cuadro 7. Porcentaje por clases de frentes de la relación validada de frentes-gradientes.*

Dilatación frentes	Dilatación gradientes	(% de asociación frentes-gradientes)				Número de frentes
		Clase 1	Clase 2	Clase 3	Clase 4	
Fren-dil2	Grad-dil2	33%	51%	67%	78%	34000
Fren-dil2	Grad-dil4	37%	56%	72%	84%	22000
Fren-dil2	Grad-dil6	38%	59%	73%	<b>86%</b>	<b>15000</b>

Fuente: Elaboración propia

El histograma de validación frentes-gradientes (Figura 31), confirma alta asociación frente-gradiente expresadas en porcentaje de las cuatro clases de frentes propuestas previamente, clase 1 (38%), clase 2 (59%), clase 3 (73%) y clase 4 (86%), en todas las clases el % de validación es mayor debido principalmente al valor de dilatación usado, sin embargo en ninguno de los casos el porcentaje de relación entre ambas variables es 100%.

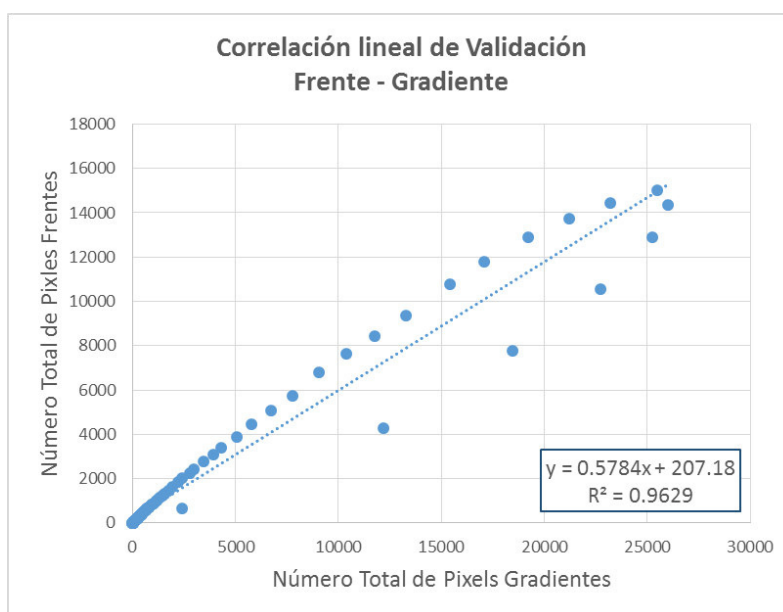


*Figura 31. Histograma de validación de frentes térmicos asociado a 3 umbrales de gradientes (0.007, 0.023 y 0.042 °C Km<sup>-1</sup>). Fuente: Elaboración propia*

Por tanto, no es posible utilizar solo los gradientes térmicos como método de detección de frentes oceánicos, similar conclusión fue descrita por David Pozo et al. 1999, en la que afirmaron que los métodos derivados (Sobel y Laplacian)

no son útiles para detectar bordes en imágenes corruptas por ruido, incluso cuando se ha aplicado algún filtro previamente.

La validación frente-gradiente presento una correlación positiva entre estas dos variables, con un coeficiente de correlación lineal de 0,9812 y coeficiente de determinación  $R^2$  de 0,9629 (Figura 32). Los valores atípicos encontrados en esta grafica tambien corresponden a la baja relación de las clases 1 y 2.



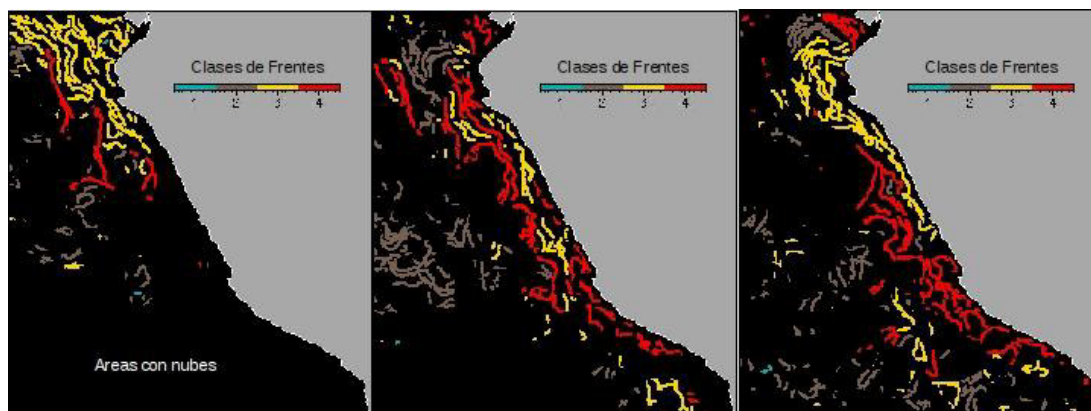
*Figura 32. Correlación lineal de la validación de frentes por intensidad de gradientes. Fuente: Elaboración propia.*

#### 4.8 Clasificación de frentes del mar peruano

La clasificación de frentes en el sistema de afloramiento peruano está basado en los resultados obtenidos de la validación frentes-gradientes, las cuales determinaron cuatro clases de frentes de acuerdo a la intensidad del gradiente asociado. La representación gráfica de la clasificación de frentes es un aporte importante en la temática de detección de frentes.

La figura 33, muestra mapas de clasificación de frentes para tres días diferentes, la clase 3 (amarillo) se localizó en la zona centro-norte (12°S a 3°S)

y la clase 4 (rojo) se localizó en la zona centro-sur (12°S a 19°S), ambas más costeras y principalmente dentro de las 200 millas náuticas. Las clases 2 (marrón) y 1 (celeste) se localizaron mayormente en la zona oceánica. Se observó además que un gran número de frentes asociados a muy baja intensidad no fueron detectados.



*Figura 33. Clasificación de frentes en cuatro tipos de clases, clase 1 (celeste), clase 2 (marrón), clase 3 (amarillo) y clase 4 (rojo) definido por 3 umbrales de gradientes ( $0.007$ ,  $0.023$  y  $0.042$  °C Km<sup>-1</sup>). Fuente: Elaboración propia*

Con la información diaria de clases de frentes se elaboró imágenes mensuales compuestas, a través de una clasificación mediana (class\_median). La ventaja del class\_median es que permite una clasificación más precisa (por cada pixel) de la clase dominante del frente en un área determinada durante el mes, optimizando la separación de clases para diferentes regiones.

Se presenta a continuación un análisis mensual del año 2003 a modo de ejemplo de la variabilidad espacial de las clases de frentes. Las imágenes mensuales de enero a marzo, presentan frentes de clase 3 en mayor proporción en la zona centro-norte (14°S a 4°S) y frentes de clase 4 en la zona sur (14°S a 20°S) a lo largo de la zona de afloramiento costero. Durante estos meses los frentes de clase 2 se localizaron en toda la región oceánica, mientras que frentes de clase 1 fueron escasamente detectados (Figura 34).

Durante abril se registró frentes de clase 4 como consecuencia de la alta dinámica de corrientes las cuales originaron estructuras oceanográficas de



mesoescala como remolinos entre los ( $8^{\circ}\text{S}$  a  $12^{\circ}\text{S}$ ) por fuera de las 70mn y filamentos costeros ( $16^{\circ}\text{S}$ ). Frentes de clase 3 se localizaron en la parte más activa de la surgencia en la región central y norte ( $12^{\circ}\text{S}$  a  $4^{\circ}\text{S}$ ).

A partir de mayo la zona centro-norte ( $12^{\circ}\text{S}$  a  $4^{\circ}\text{S}$ ) identificadas por el completo dominio de frentes de clase 3 durante el mes anterior, presenta ahora frentes mixtos de clase 3 y 4 en la zona costera, frentes de clase 4 en menor cantidad persisten en la zona sur. Durante junio frentes de clase 4 se presentan en todo el litoral, los frentes de clase 3 casi no han sido detectados.

La escasa información que presenta el mar peruano por efecto de la nubosidad desde julio hasta setiembre, origina la poca detección de frentes. Sin embargo, es posible observar frentes de clase 3 y 4 que se presentan a lo largo de la zona de afloramiento costero.

La mayor información durante octubre dentro de las 100 mn, permite la detección de frentes de clase 3 frente a Pisco y frentes mixtos 3 y 4 en la zona centro norte. En noviembre se observó frentes de clase 2 cerca a la costa, especialmente en la zona centro ( $8^{\circ}\text{S}$  a  $12^{\circ}\text{S}$ ), los frentes de clase 3 persisten durante este mes frente a Pisco. En diciembre se observó 3 regiones bien definidas, frentes de clase 2 en toda la región oceánica hasta las 150 mn de la costa, la clase 3 se presentó dentro de las 150 mn desde los ( $13^{\circ}\text{S}$  a  $2^{\circ}\text{S}$ ), y la clase 4 se localizó en una región estrecha de 35 mn desde Pisco hasta la frontera sur ( $13^{\circ} 50'\text{S}$  a  $18^{\circ} 21'\text{S}$ ).

La distribución mensual de las clases de frentes presenta un patrón de distribución espacial mensual que se presenta durante todo el periodo analizado, que en un gran porcentaje está influenciado por la disponibilidad de información. Concluyéndose que la clase 3 tiene ocurrencia y persistencia en la zona centro-norte, mientras que la clase 4 se localiza en una región angosta mayormente en la zona sur. Las clases 3 y 4 de alto gradiente asociado corresponden casi exclusivamente a frentes oceánicos.

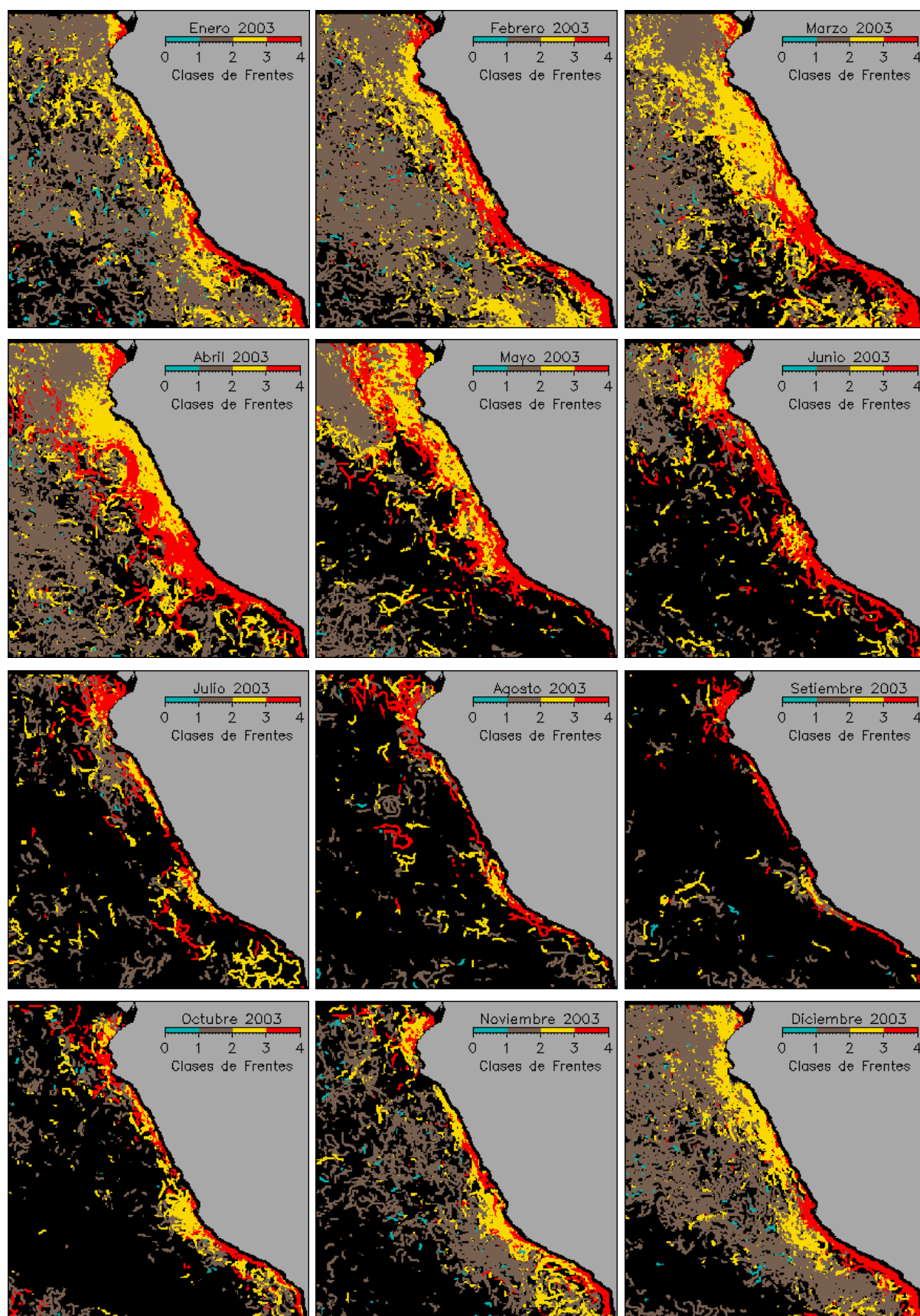
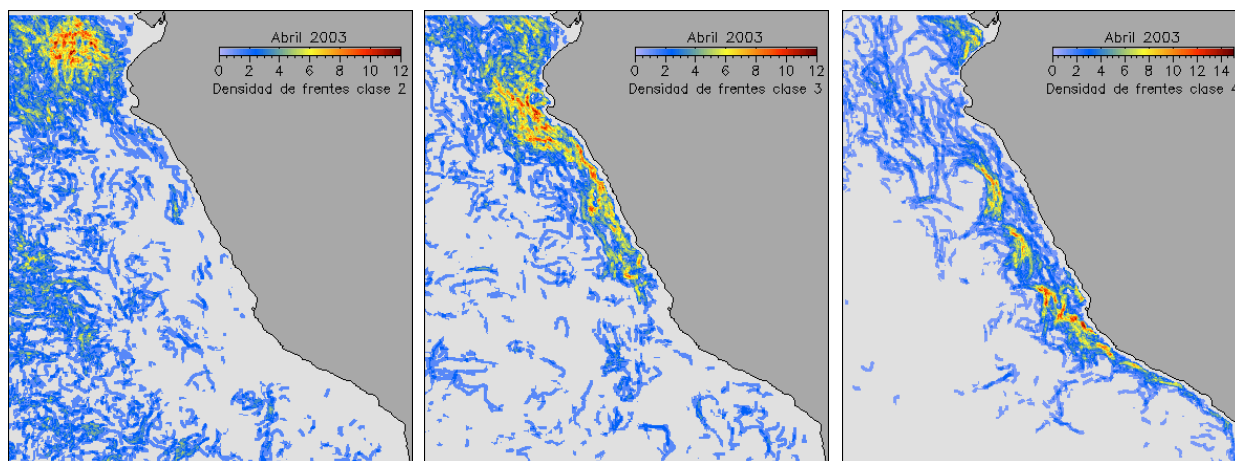


Figura 34. Mapas mensuales de clasificación de frentes en cuatro tipos de clases para el año 2003. Fuente: Elaboración propia

#### 4.9 Densidad de frentes por clase

La densidad de frentes por clase es un indicador en porcentaje (%) usado para evaluar las zonas donde se presentan la mayor concentración de frentes por tipo de clase durante un determinado periodo.

La densidad espacial de clases de frentes está en función del número de frentes detectados, a la estacionalidad y está condicionado al porcentaje de información disponible de las imágenes. En la figura 35, se muestra el % de densidad de las clases 2, 3 y 4 durante el mes de abril del 2003.



*Figura 35. Cálculo de la densidad de frentes para las clases 2, 3 y 4 del mes de abril 2003. Fuente: Elaboración propia*

Al comparar las imágenes del porcentaje de densidad por cada clase (Figura 35) con la imagen mensual de clases de frentes del mes de abril (Figura 34), se observó que la clase 2 presentó mayor densidad fuera de las 200 millas náuticas al noroeste frente a Tumbes. La clase 3 tuvo áreas de mayor % de densidad entre los ( $6^{\circ}\text{S}$  a  $9^{\circ}\text{S}$ ), mientras que la clase 4 presentó mayor % de densidad de frentes en tres áreas específicas que tienen relación con la ocurrencia de remolinos al frente de Chimbote ( $9^{\circ} 12'\text{S}$ ), frente a Huacho ( $11^{\circ} 08'\text{S}$ ) y Pisco ( $13^{\circ} 46'\text{S}$ ).

Por tanto, la densidad por clases de frentes es también un indicador de la duración o persistencia de los frentes sobre una determinada zona. Esta alta densidad de frentes fue también observada por Belkin et al. (2009), quienes indicaron que los mapas mensuales de frecuencias frontales de los océanos revelan concentraciones elevadas de frentes cuasi estacionarios en mares costeros y marginales. Para un mejor conocimiento de las densidades por clases de frentes, se procesó imágenes mensuales para el periodo 2003-2015, para una mejor visualización y comparación se usó una escala porcentual al 50%.

La figura 36 muestra la densidad de frentes mensual de la clase 2 para el periodo 2003 al 2015. Durante los meses desde enero a mayo y en diciembre el mayor porcentaje densidad de frentes se registró en un área concentrada en la región oceánica fuera de las 200 millas náuticas ( $>40\%$ ) y con mayor concentración al noroeste del puerto de Paita, mientras que en el área restante la densidad fue menor a  $15\%$ .

Los frentes de clase 3 (Figura 37) presentan densidades de  $>40\%$  en la región costera entre los  $4^{\circ}\text{S}$  hasta los  $14^{\circ}\text{S}$ , durante los meses con mayor disponibilidad de información. Se corrobora la presencia de un frente de afloramiento entre los  $7^{\circ}\text{S}$  a  $9^{\circ}\text{S}$  Sur (desde el puerto Pacasmayo hasta el puerto de Chimbote) principalmente durante abril, mayo y diciembre. Densidades  $<15\%$  se localizan principalmente dentro de las 300 mn desde la costa.

Los frentes de clase 4 presentan mayor % de densidad de concentración sobre las áreas de afloramiento muy costeros principalmente en la zona sur desde los  $14^{\circ}\text{S}$  a  $20^{\circ}\text{S}$ , durante los meses de enero a mayo y durante noviembre y diciembre. Frente a tumbes también se detectó una considerable densidad de frentes de marzo a setiembre. Las áreas con densidad  $<15\%$  ocupan áreas mas costeras en relación a la clase 3, sin embargo, también se registraron frentes en la región oceánica.



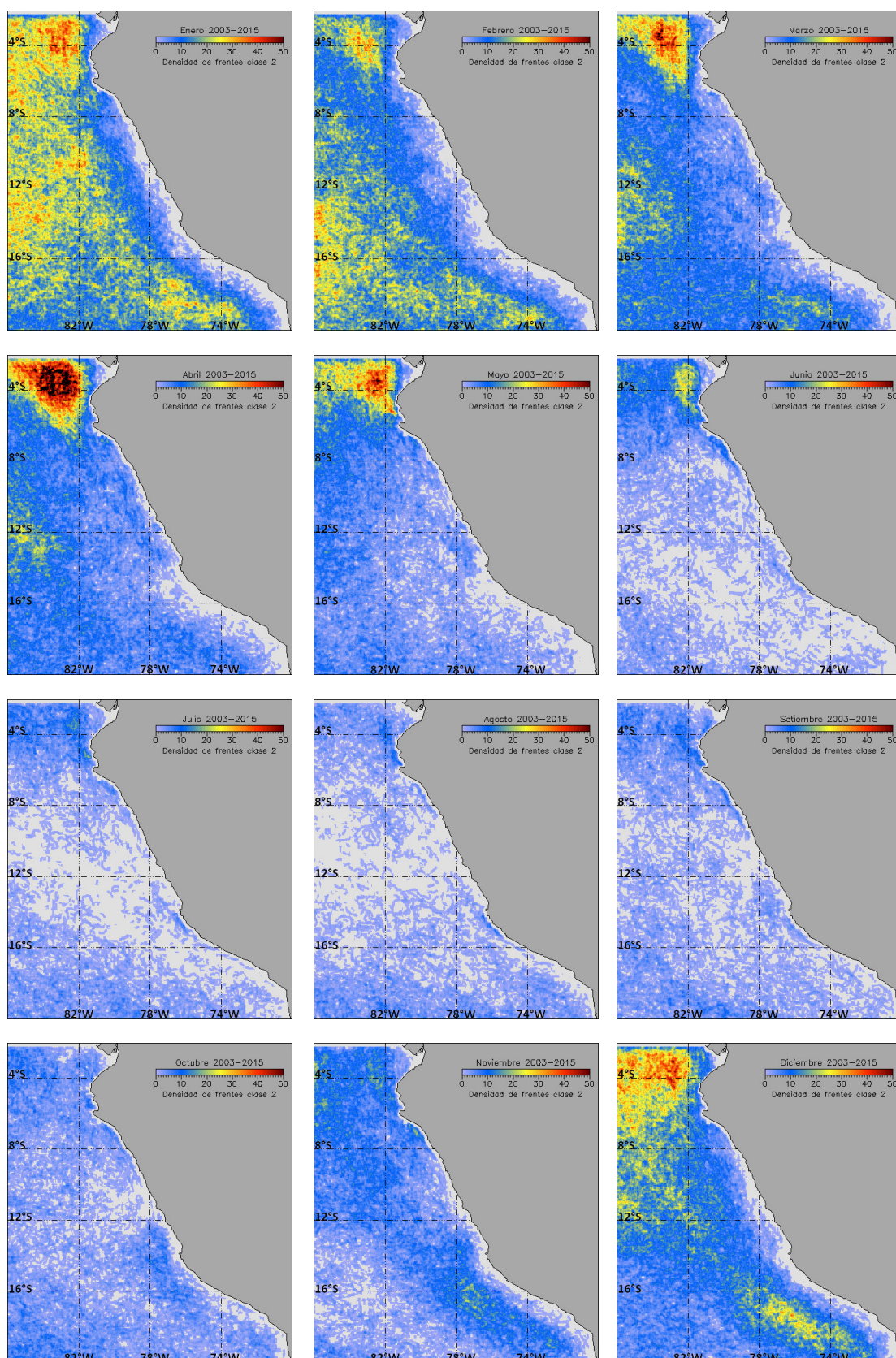
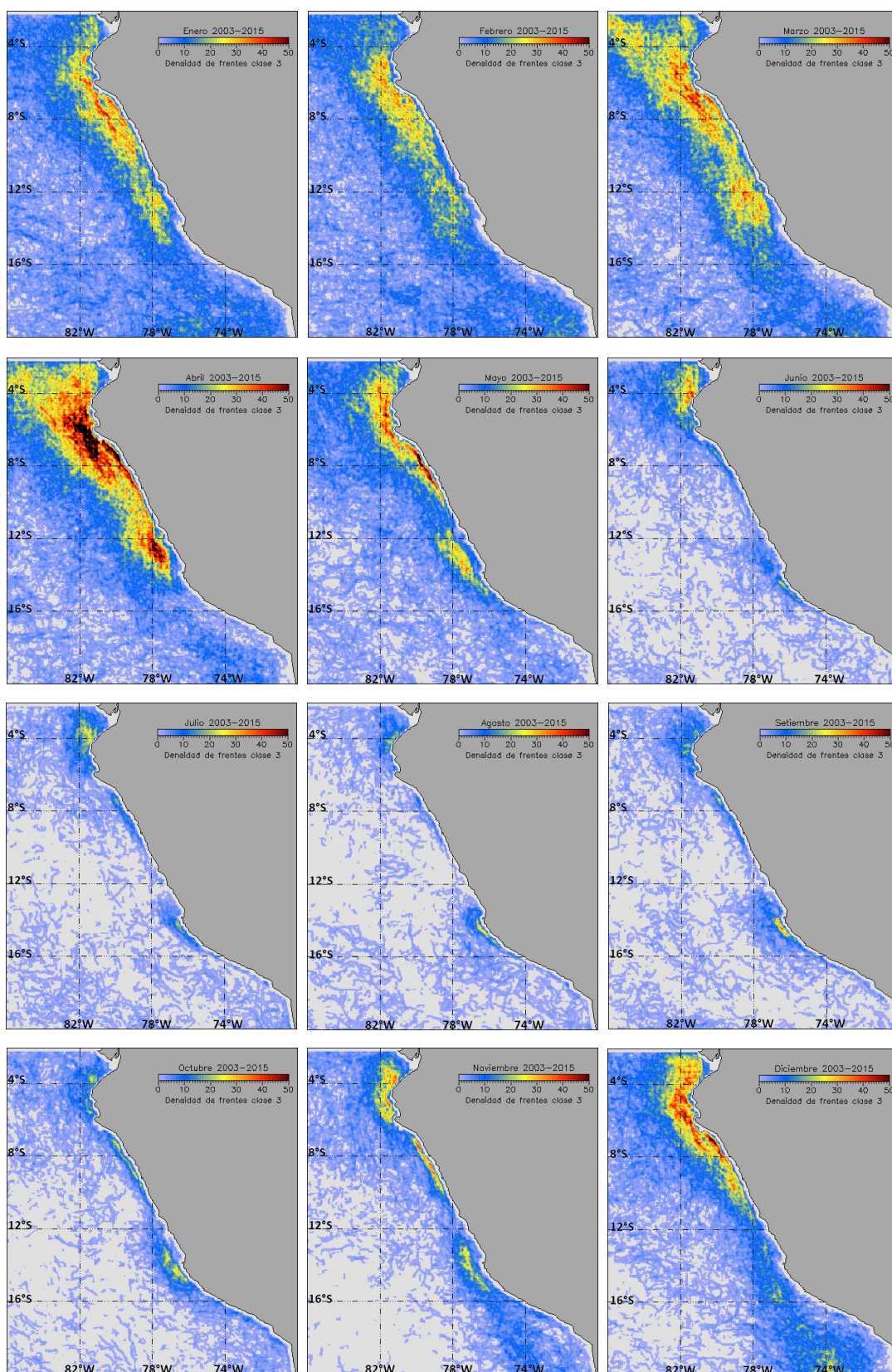
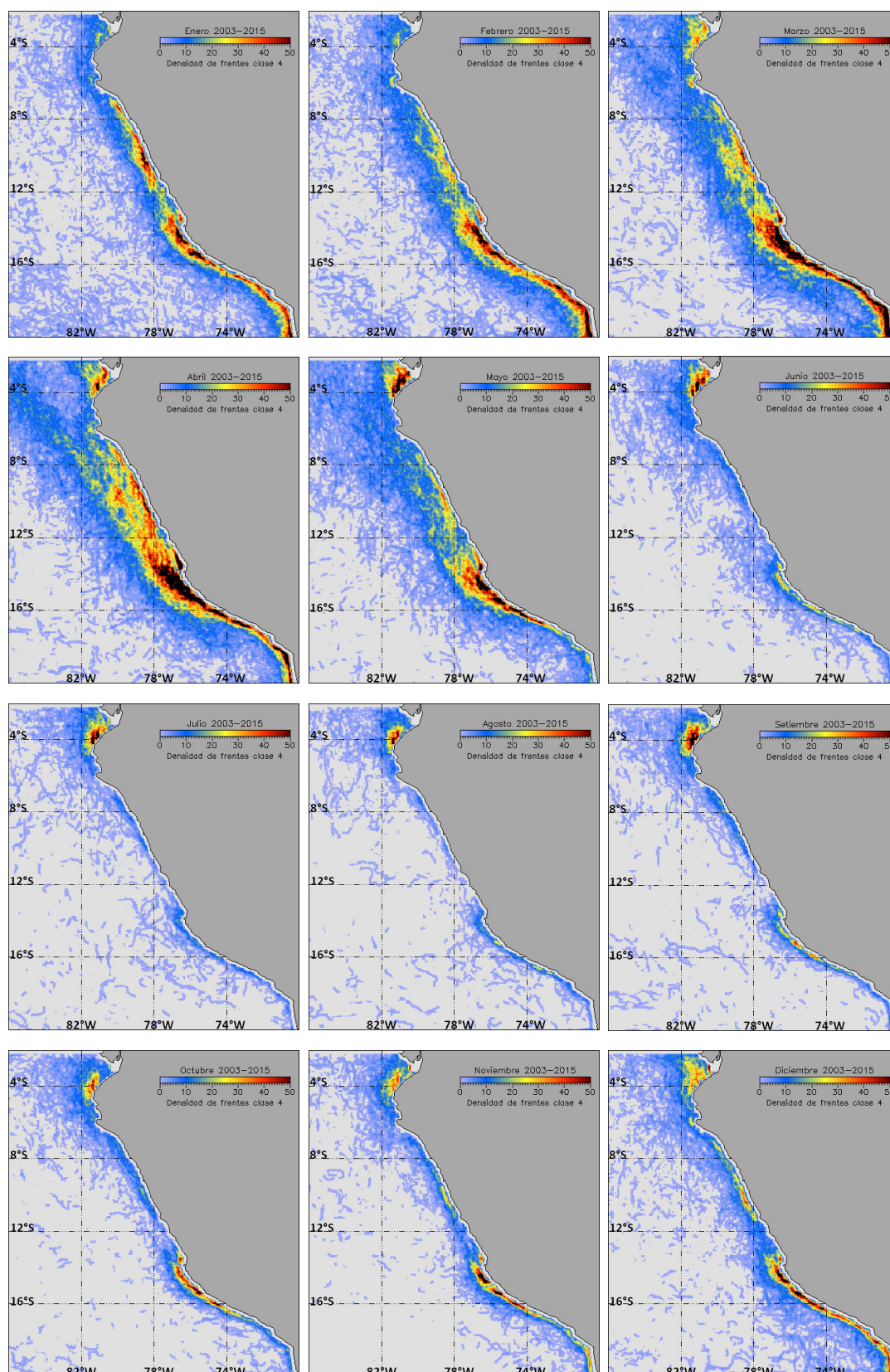


Figura 36. Mapas mensuales de densidad de frentes de la clase 2 para el periodo 2003-2015. Fuente: Elaboración propia





*Figura 37. Mapas mensuales de densidad de frentes de la clase 3 para el periodo 2003-2015. Fuente: Elaboración propia*



*Figura 38. Mapas mensuales de densidad de frentes de la clase 4 para el periodo 2003-2015. Fuente: Elaboración propia*

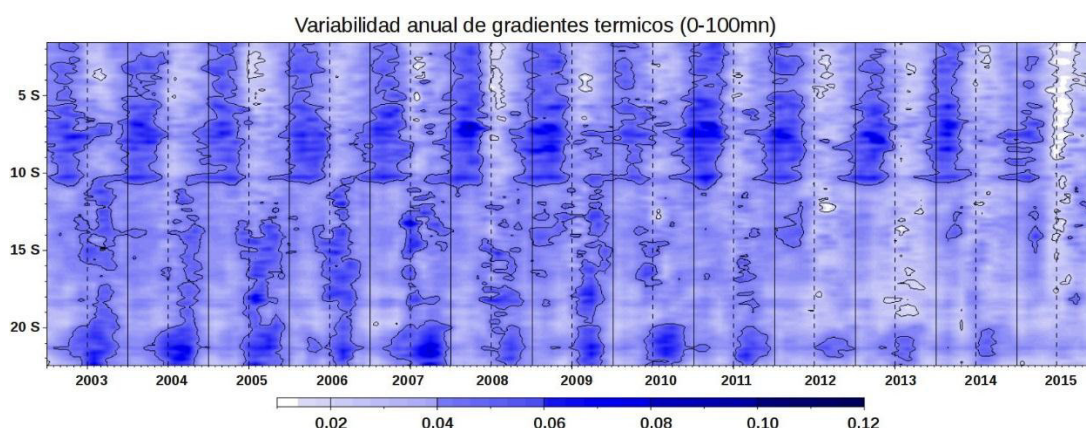


#### 4.10 Variabilidad interanual de frentes, gradientes y clases de frentes

Se elaboró diagramas de Hövmoller anuales de gradientes, frentes y clases de frentes en dos regiones; de la costa hasta 100 millas náuticas y de 100 mn a 200 mn, para explicar la variabilidad temporal latitudinal interanual del periodo 2003 al 2015.

##### 4.10.1 Variabilidad interanual de gradientes térmicos.

La variabilidad anual de los gradientes térmicos desde la costa hasta las 100 mn (Figura 39), muestra una zona de alta ocurrencia localizado entre los 2°S hasta los 10°S, con valores hasta  $0.10^{\circ}\text{C Km}^{-1}$  principalmente desde diciembre a mayo y su intensidad varía anualmente, los años de mayor ocurrencia fue desde el 2004 hasta el 2009 y 2011, mientras que a partir del 2012 se registra una menor detección de gradientes.



*Figura 39. Diagrama de Hövmoller de la variabilidad anual de ocurrencia de gradientes térmicos desde la costa hasta las 100 millas náuticas, durante el periodo 2003 al 2015. Fuente: Elaboración propia*

La región desde los 10°S hasta los 22°S registro mayor ocurrencia de gradientes entre julio a noviembre del 2003 al 2009 ( $< 0.08^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ), debido principalmente al afloramiento costero que caracteriza a esa región, a la extensión de filamentos mar adentro en forma de plumas durante algunos periodos y principalmente a la disponibilidad de información durante esos



meses, tal como evidencio la climatología mensual del número de observaciones de datos de TSM disponible por pixel de la figura 19.

Por otro lado, la ocurrencia de gradientes entre las 100 a 200 mn es menor (Figura 40), especialmente al norte de los 5°S en la región oceánica ( $<0.02^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ), debido a que en esa zona hay poca influencia de los procesos de afloramiento costeros. Gradientes de mayor intensidad se registraron al sur de los 15°S ( $>0.07^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ) generalmente desde abril hasta octubre debido probablemente a la extensión de filamentos hasta más de 100 mn, lo que demuestra la alta dinámica de estructuras oceanográficas de mesoescala que caracteriza al Sistema de Corrientes de Humboldt.

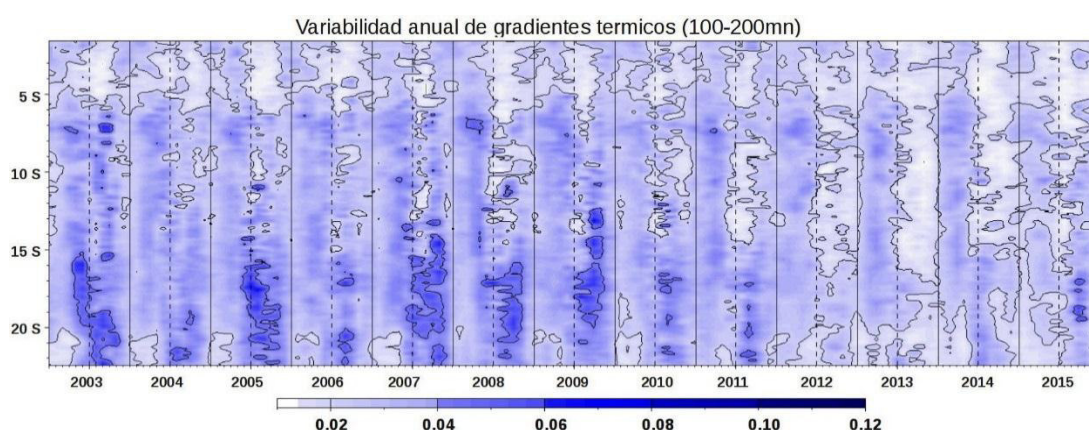
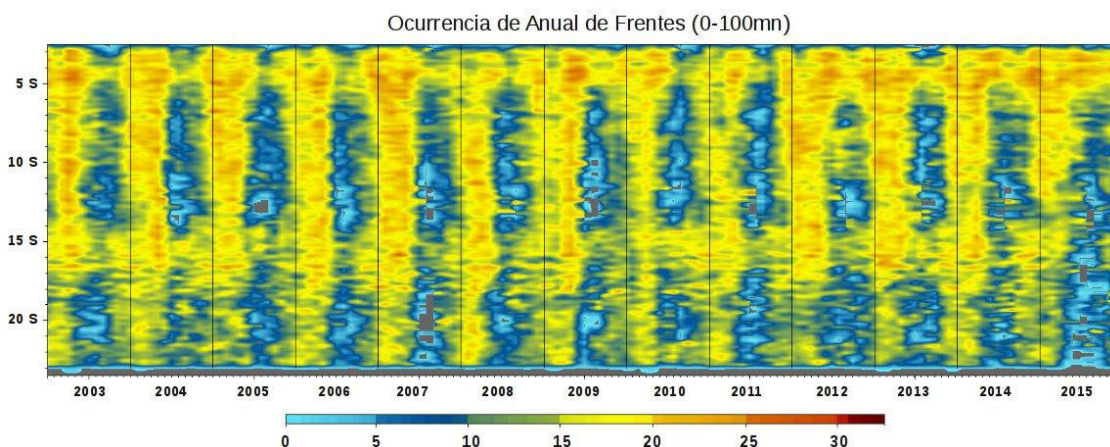


Figura 40. Diagrama de Hövmoller de la variabilidad anual de ocurrencia de gradientes térmicos desde las 100 mn hasta las 200 mn, durante el periodo 2003 al 2015. Fuente: Elaboración propia

#### 4.10.2 Variabilidad interanual de frentes oceánicos.

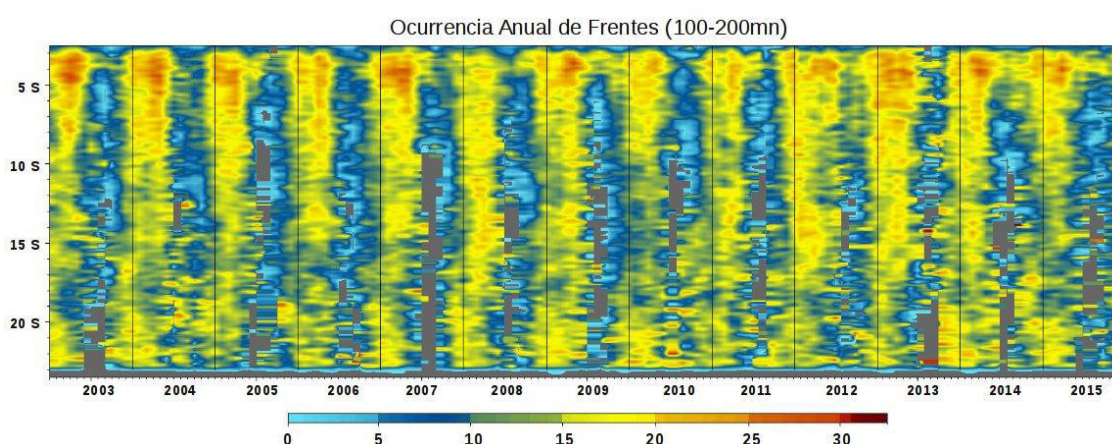
La variabilidad anual de ocurrencia de frentes muestra mayor detección de frentes dentro de las 100 millas náuticas desde diciembre hasta abril (de amarillo a rojo). Latitudinalmente, los frentes se presentaron continuos desde los 3°S hasta 17°S, más hacia el sur la detección de frentes fue menor, también se observó la permanente presencia de frentes entre los 4°S a 5°S durante casi todo el año, los cuales serían de clase 2 (Figura 41).

Los años mayor ocurrencia frontal fueron 2004, 2005, 2007 y del 2012 al 2014; mientras que la menor ocurrencia de frentes se registró durante el 2003, 2006, 2008-2011 y 2015.



*Figura 41. Hövmoller de la variabilidad anual de ocurrencia de frentes desde la costa hasta las 100 mn, durante el periodo 2003 al 2015. Fuente: Elaboración propia.*

Por otro lado, la detección de frentes para la región entre las 100 a 200 millas náuticas (Figura 42) fue menor en comparación a las primeras 100 mn. Las áreas con mayor ocurrencia se localizaron principalmente entre los 3°S a 7°S. A partir de los 9°S hasta los 22°S la detección de frentes fue menor, en especial durante los meses de menor disponibilidad de información, sin embargo, se registraron pequeñas áreas con importante concentración de frentes que estarían asociados a frentes de clase 4.



*Figura 42. Hövmoller de la variabilidad anual de ocurrencia de frentes desde las 100 mn hasta 200 mn, durante el periodo 2003 al 2015. Fuente: Elaboración propia.*

#### 4.10.3 Variabilidad interanual de clases de frentes

La variabilidad interanual por clases de frentes en la región comprendida desde la costa hasta las 100 mn presenta una estacionalidad en la distribución espacial de las clases de frentes (Figura 43), frentes de clase 3 a 4 se localizan mayormente entre los 5°S hasta 10°S durante los meses de enero a mayo y frentes de solo clase 4 entre los 13°S (Pisco) hasta 16°S (Ilo) durante los meses de invierno, de igual manera, por debajo de los 20°S también se registraron áreas con frentes de clase 4 durante algunos años.

Los frentes de clase 3 con gradientes asociados entre 0,024 a 0,042°C Km<sup>-1</sup> se localizaron en la región desde los 10°S hasta 16°S, mientras que frentes de clase 2 (gradientes <0,007°C Km<sup>-1</sup>) se localizaron en la zona norte frente a tumbes (4°S) y al sur entre los 16°S a 20°S.

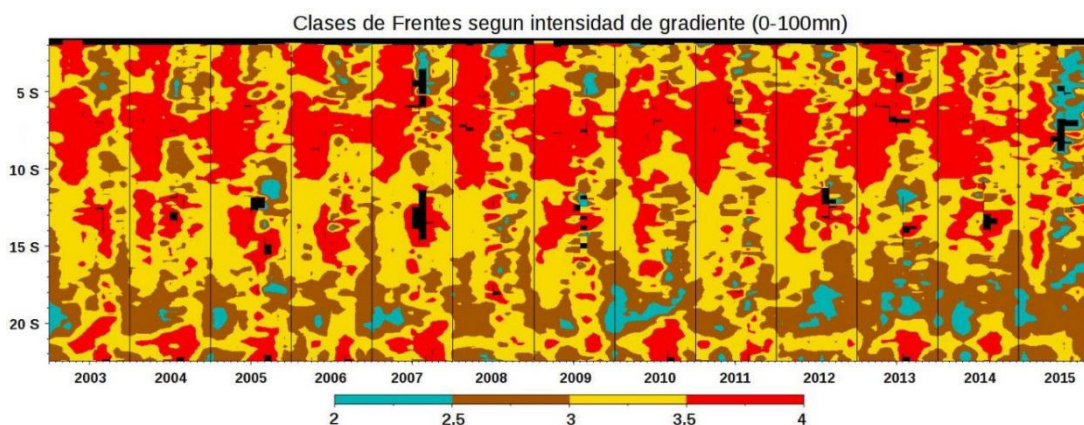


Figura 43. Diagrama de Hövmoller de la variabilidad anual por clases de frentes (2, 3 y 4), desde la costa hasta las 100 millas náuticas. Fuente: Elaboración propia

Fuera de las 100 mn predominan frentes de clase 2 (0,007 a 0,023°C Km<sup>-1</sup>) que cubren grandes extensiones, mientras que los de clase 3 (0,024 a 0,042°C Km<sup>-1</sup>) de menor ocurrencia también. Las áreas con frentes de clase 4 (>0,042°C Km<sup>-1</sup>) disminuyen considerablemente, sin embargo todavía son registrados debido a la fuerte dinámica oceanográfica de mesoescala producto de las corrientes (Figura 44).



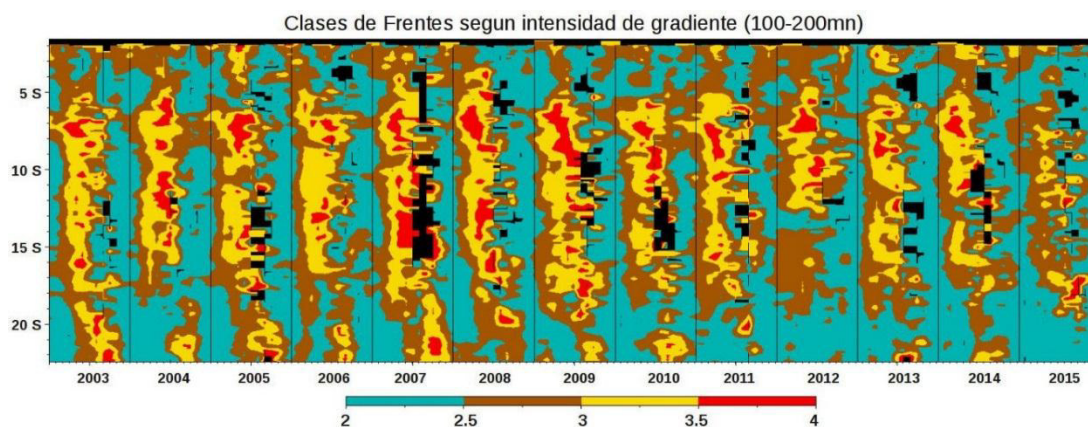


Figura 44. Diagrama de Hövmoller de la variabilidad anual por clases de frentes (2, 3 y 4) según intensidad de gradientes, desde las 100 mn hasta las 200 mn.  
Fuente: Elaboración propia

La distribución espacial durante el periodo analizado permite proponer tres zonas con características cuantitativas propias según la clase de frentes: i) frentes de afloramiento (de clase 4), ii) frentes costeros-oceánicos (de clase 3) y iii) frentes oceánicos (de clase 2 y 1).

Finalmente, la ocurrencia de frentes relacionados a alta intensidad de gradientes más allá de las 100 mn, permite inferir un gran dinamismo de los procesos físicos asociados a la presencia de estructuras de mesoescala que permiten el intercambio de nutrientes en diferentes niveles, caracterizando al mar peruano como una de las regiones con mayor biodiversidad marina y pesquera del mundo.

## Capítulo V

### Conclusiones

Se describen las conclusiones de acuerdo a los objetivos planteados:

**Determinar el valor del tamaño de ventana y kernel que debe usar el algoritmo SIED para la óptima detección e identificación de frentes oceánicos en el sistema de afloramiento peruano.**

- Se determinó que la óptima detección de frentes oceánicos en el sistema de afloramiento peruano fue con un tamaño de ventana de 16x16 pixeles y con un kernel mixto 5-7 pixeles, usando el método de convolución median con el algoritmo SIED.
- Con la ventana de 16x16 pixeles se detectó mayor cantidad de frentes, frentes continuos y mejor definidos sobre gradientes de alta intensidad ( $>0.042^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ). El uso de un kernel mixto de 5-7 pixeles asegura la una buena detección de frentes tanto en zonas costeras como en océano abierto.
- El suavizado de las imágenes de temperatura superficial del mar previo al cálculo de frentes por el algoritmo SIED permitió la detección del 90% de frentes significativos en cada imagen. Se identificó además, la presencia de remolinos y filamentos a través de la detección de frentes.
- Se determinó tres umbrales de gradientes térmicos ( $0.007^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ,  $0.023^{\circ}\text{C Km}^{-1}$  y  $0,042^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ) a partir del cual se realizó la clasificación de 4 tipos de frentes de acuerdo a la intensidad de gradiente asociado:

clase 1 (asociados a gradientes  $<0.007^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ), clase 2 (entre 0,007 a  $0.023^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ), clase 3 (entre 0,024 a  $0.042^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ) y clase 4 ( $>0.042^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ). Asimismo, se propone dos tipos de gradientes: a) gradientes débiles ( $<0.023^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ) que tienen mayor ocurrencia en la región oceánica y b) gradientes fuertes ( $>0.042^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ) de mayor ocurrencia en la región costera.

**Determinar el grado de correlación de dependencia espacial entre la ocurrencia de frentes oceánicos y gradientes térmicos en términos de detección y validación.**

- Se determinó que existe una correlación positiva en términos de eficiencia de detección de frentes, el cual presentó un coeficiente de determinación  $R^2$  de 0,9504 y un coeficiente de correlación lineal de 0,9748, lo cual demuestra un alto grado de asociación lineal entre el número de píxeles de frentes y el número de píxeles de gradiente.
- Se determinó que existe una correlación positiva entre el número total de píxeles de los frentes y los gradientes, con un coeficiente de determinación  $R^2$  de 0,9629 y un coeficiente de correlación lineal de 0,9812, que valida y reafirmando las cuatro clases de frentes de acuerdo a los umbrales de gradientes determinados.

**Describir la variabilidad espacial y temporal de la ocurrencia de frentes oceánicos y gradientes térmicos en el sistema de afloramiento peruano, durante el periodo 2003 al 2015.**

- Los frentes y gradientes presentan una variabilidad estacional recurrente en el sistema de afloramiento peruano. La mayor ocurrencia de frentes se localizó dentro de las 100 mn entre los  $3^{\circ}\text{S}$  hasta  $17^{\circ}\text{S}$ , sin embargo, también se detectó frentes en la región oceánica asociados a baja intensidad de gradientes ( $<0.023^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ ). La mayor

actividad frontal es desde diciembre a mayo, la cual está asociada a mayor disponibilidad de información. Se evidenció además, la ocurrencia de un frente de afloramiento a lo largo del litoral peruano, el cual tiene la forma de la plataforma continental, amplia desde los 7°S hasta los 14°S y estrecha en la zona sur desde los 14°S hasta los 20°S.

- La variabilidad anual de los gradientes térmicos se caracterizó por la diferencia de intensidad entre la región costera y la oceánica, gradientes de intensidad  $>0,08^{\circ}\text{C Km}^{-1}$  se registraron recurrentes en la región de afloramiento costero entre los 3°S hasta los 10°S de diciembre a mayo y entre los 10°S hasta los 20°S de junio a noviembre. Mientras que la región oceánica registro gradientes en promedio  $<0,04^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ .
- La variabilidad por clases de frentes dentro de la 100 mn presentó una estacionalidad, frentes de clase 3 y 4 se localizaron mayormente entre los 5°S hasta 10°S durante los meses de enero a mayo y frentes de clase 4 entre los 13°S hasta 16°S durante los meses de invierno, fuera de las 100 mn hay mayor presencia de frentes de clase 1 y 2. Proponiéndose tres zonas con características cuantitativas propias según la clase de frentes: i) frentes de afloramiento de clase 4, ii) frentes costeros-oceánicos de clase 3 y iii) frentes oceánicos de clase 1 y 2.

## Referencias Bibliograficas

- Aristegui J., Tett P., Hernandez-Guerra A., Basterretxea G., Montero MF., Wild K., Sangra P., Hernandez-Leon S., Canton M., Garcia-Braun JA., Pacheco IM., Barton ED., (1997). The influence of island-generated eddies on chlorophyll distribution: a study of mesoscale variation around Gran Canaria. *Deep-Sea Res* 44(1):71-96
- Bakun, A. (2006). Fronts and eddies as key structures in the habitat of marine fish larvae: opportunity, adaptive response and competitive advantage. *Scientia Marina* 70, 105–122.
- Bakun, A. and S.J. Weeks. (2008). The marine ecosystem off Peru: What are the secrets of its Fishery productivity and what might its future hold?. *Progress in Oceanography* 79: 290–299.
- Bakun, A. (1996). Patterns in the ocean: Ocean processes and marine population dynamics. Tech. rep., University of California Sea Grant, San Diego, California, USA, in cooperation with Centro de Investigaciones Biológicas de Noroeste, La Paz, Baja California Sur, México. 323 pp.
- Barbieri, M., Bravo, M., Farías, M., González, A., Pizarro, O., Yáñez, E. (1995). Fenómenos asociados a la estructura térmica superficial del mar observados a través de imágenes satelitales en la zona norte de Chile. *Investigaciones Marinas* 23:99-122.
- Bécognée, P., Moyano, M., Almeida, C., Rodríguez, J., Fraile-Nuez, E., Hernández-Guerra, A., Hernández-León, S. (2009). Mesoscale distribution of clupeoid larvae in an upwelling filament trapped by a quasi-permanent cyclonic eddy off northwest Africa. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 56 (3), 330–343.
- Belkin, I., Cornillon, P., Ullman D. (2003). Ocean fronts around Alaska from satellite SST data. *Proceedings of the American Meteorological Society Seventh Conference on the Polar Meteorology and Oceanography*, Hyannis, MA, Paper 12.7, 15 pp.
- Belkin, I., Cornillon, P., Sherman, K. (2009). Fronts in large marine ecosystems. *Progress in Oceanography* 81(1-4): 223–236.



- Bertrand, A., Gerlotto, F., Bertrand, S., Gutiérrez, M., Alza, L., Chipollini, A., Diaz, E., Espinoza, P., Ledesma, L., Quesquén, R., Peraltilla, S., and Chavez F. (2008a). Schooling behaviour and environmental forcing in relation to Anchoveta distribution: An analysis across multiple spatial scales. *Progress in Oceanography*, 79: 264-277.
- Bill, Green. (2002). Edge detection Tutorial.
- Canny, J. (1986). A computational approach to edge-detection. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence* 8 (8), 679–698.
- Carr, M. (2002). Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing. *Deep-Sea Research II* 49, 59–80.
- Carr, M. and Kearns, E. (2003). Production regimes in four eastern boundary current systems. *Deep-Sea Research II* 50:3199-3221.
- Cayula, J. (1988). Edge detection for SST images, M.S. thesis, Department of Electrical Engineering, University of Rhode Island. 91 pp.
- Cayula, J., Cornillon, P. (1992). Edge detection algorithm for sst images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 9 (1), 67–80.
- Cayula, J., Cornillon, P. (1995). Multi-image edge detection for sst images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 12 (4), 821–829.
- Chaigneau, A., Gizolme, A., Grados C. (2008). Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. *Progress in Oceanography*, 79 106–119.
- Chelton, D. (2001). Report of the High-Resolution ocean topography science working group meeting. Tech. Rep. 2001-04, College of Oceanic and Atmospheric Sciences. Oregon State University, Corvallis, Oregon.
- Chuvieco, E. (1996). *Fundamentos de Teledetección Espacial - 3ª Edición revisada* REF.REVISTA/LIBRO: Madrid, Rialp, 568 pags. 1996.
- Csirke, J., and Gummy, A. (1996). Análisis bioeconómico de la pesquería pelágica peruana. *Bol. Inst. Mar Perú*, Callao, 15(2): 25-68
- Danhke, G.L. (1989). Investigación y comunicación. En C. Fernández—Collado y G.L. DANHKE (comps.). *La comunicación humana: ciencia social*. México, D.F.: McGraw—Hill de México, 385—454.
- Demarcq, H., Barlow, R., Shillington, F. (2003). Climatology and variability of sea surface temperature and surface chlorophyll in the Benguela and Agulhas ecosystems as observed by satellite imagery, *African Journal of Marine Science* 25:363-372.

- Dewitte, B., Illig, S., Renault, L., Goubanova, K., Takahashi, K., D. Gushchina, D. Mosquera, K. and Purca, S. (2011). Modes of covariability between sea surface temperature and wind stress intraseasonal anomalies along the coast of Peru from satellite observations (2000-2008). *Journal of Geophysical Research*, 116(c4).
- Diehl, S., Budd, J., Ullmann D., Cayula, J. (2002). Geographic window sizes applied to remote sensing sea surface temperature front detection. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 19 (7), 1105–1113.
- Duda, R. O., and P. E. Hart. (1973). *Pattern Recognition and Scene Analysis*. John Wiley and Sons, 482 pp.
- Eric, D. Conway., Maryland Space Grant Consortium. (1997). *An Introduction to Satellite Image Interpretation*, The Johns Hopkins University Press, 207.
- Gutiérrez, M., Swartzman, G., Bertrand, A., Bertrand, S. (2007). Anchovy and sardine spatial dynamics and aggregation patterns in the Humboldt Current ecosystem, Peru, from 1983-2003. *Fisheries Oceanography*, 16(2): 155-168.
- Hormazábal, S., Núñez, S., Arcos, D., Espindola, F., Yuras, G. (2004a). Mesoscale eddies and pelagic fishery off central Chile (33 – 40°s). *Gayana* 68(2):291-296.
- Kahru, M., Hakansson, B., Rud, O. (1995). Distributions of the sea-surface temperature fronts in the Baltic Sea as derived from satellite imagery. *Continental Shelf Research* 15 (6), 663–679.
- Machu, E., Ferret, B., Garcon, V. (1999). Phytoplankton pigment distribution from seawifs data in the subtropical convergent zone south of Africa: a wavelet analysis, *Geophysical Research Letters* 26(10):1469-1472.
- Miller, P. (2004). Multi-spectral front maps for automatic detection of ocean colour features from seawifs. *International Journal of Remote Sensing* 25 (7), 1437.
- Miller, P. (2009). Composite front maps for improved visibility of dynamic sea-surface features on cloudy SeaWiFS and AVHRR data. *Journal of Marine Systems* 78: 327–336.
- Minnett, P., Evans, R., Kearns, E., Brown, O. (2002). Sea-surface temperature measured by the moderate resolution imaging spectroradiometer (modis). In: *IEEE International Geosciences and Remote Sensing Symposium*. Toronto, Canada. June 24-28, 2002.

- Morón, O. (2000). Características del ambiente marino frente a la costa peruana. *Boletín Instituto del Mar del Perú*. 19(1-2): 179-204.
- Nieto, K., Yañez, E., Silva, C., Barbieri, M. (2001). Probable fishing grounds for anchovy in northern Chile using an expert system. In: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, GARSS01*. IEEE 2001 International.
- Nieto, K. (2009). Variabilidad Oceánica de Mesoescala en los Ecosistemas de Afloramiento de Chile y Canarias: una comparación a partir de datos satelitales, PhD. thesis, Univ. of Salamanca, 173 pp.
- Nieto, K., Demarcq, H., McClachie, S. (2012). Improved single-image edge detection applied to a composite mesoscale frontal index in a coastal upwelling environment. Submitted to *Int. Journal of Remote Sensing*.
- Roa-Pascuali, L., Demarcq, H., Nieblas, A.-E. (2015). Detection of mesoscale thermal fronts from 4 km data using smoothing techniques: Gradient-based fronts classification and basin. *Remote Sensing of Environment* 164 (2015) 225–237.
- Levy, M. (2003). Mesoscale variability of phytoplankton and of new production: Impact of the large-scale nutrient distribution. *Journal Of Geophysical Research* 108(C11):3358.
- Podesta, G., Browder, J., Hoey, J. (1993). Exploring the association between swordfish catch rates and thermal fronts on us longline grounds in the western north atlantic. *Continental Shelf Research* 13, 253–277.
- Pozo Vázquez, D., Atae-Allah, C., & Luque Escamilla, P. L. (1999). Entropic approach to edge-detection for SST images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16, 970–979.
- Royer, F., Fromentin, J. M., Gaspar, P. (2004). Association between bluefin tuna schools and oceanic features in the western mediterranean. *Marine Ecology Progress Series* 269, 249–263.
- Sobel, I., Feldman, G. (1968). A  $3 \times 3$  isotropic gradient operator for image processing. Presented at a talk at the Stanford Artificial Project.
- Strub, P., Mesías, J., Montecino, V., Rutllant, J., Salinas S. (1998). Coastal ocean circulation off western South America. In *The Sea*. New York: John Wiley and Sons. pp. 273–314.
- Swartzman, G., Bertrand, A., Gutiérrez, M., Bertrand, S., Vasquez, L. (2008). The relationship of anchovy and sardine to water masses in the Peruvian Humboldt Current System from 1983 to 2005. *Progress in Oceanography*, 79: 228-237.

- Ullman, D., Cornillon, P. (2000). Evaluation of front detection methods for satellite-derived sst data using in situ observations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 17 (12), 1667–1675.
- Van, Haren H., St Laurent, L., Marshall, D. (2004). Small and mesoscale processes and their impact on the large scale: an introduction. *Deep-Sea Research II* 51:2883-2887.
- Yáñez, E., Barbieri, M., Silva, C., Nieto, K., Espindola, F. (2001). Climate variability and pelagic fisheries in northern Chile. *Progress in Oceanography* 49, 581596.
- Zuta, S. (1988). Variations of the mass field and currents off the Peru coast. IOC (UNESCO), Technical papers No.33 (4):55-75.